UNIVERSITY OF HAWAII
LIBRARY
FEB 13 '62

Publié avec le concours financier de l'U. N. E. S. C. O.

Bulletin volcanologique

ORGANE DE

l'Association de Volcanologie
de l'Union géodésique et géophysique internationale

Publié par le Secrétaire général

FRANCESCO SIGNORE

Série II – Tome XV

B. V.

NAPOLI
Stabilimento Tipografico Francesco Giannini & Figli
Via Cisterna dell' Olio
1954

Printed in Italy

BULLETIN VOLCANOLOGIQUE

Organe de l'ASSOCIATION DE VOLCANOLOGIE
de l'Union géodésique et géophysique internationale.
Série II - Tome XV - 1954

CONDITIONS DE PUBLICATION

1. **Commission de Publication** — La Commission de Publication est constituée par le Comité exécutif de l'Association de Volcanologie de l' Union géodésique et géophysique internationale:

Élections de Bruxelles, 1951. Président: Prof. B. G. ESCHER (Hollande); V. Présidents: Prof. L. GLANGEAUD (France) et Prof. J. VERHOOGEN (U.S.A. et Belgique); Secrétaire général: Prof. F. SIGNORE (Italie).

2. **Correspondance** — Pour toute communication relative au Secrétariat général de l'Association internationale de Volcanologie et à la rédaction adresser: Prof. F. SIGNORE, Via Tasso, 199. Napoli - (Italie).

3. **Insertions** — Seuls sont insérés, s'il y a lieu, les articles ayant pour auteurs les Membres des Comités nationaux et des Sections volcanologiques et les Volcanologistes délégués officiels aux Assemblées générales de l' Union, *ou les articles d'autres présentés par ces personnalités.*

Les opinions et théories émises n'engagent que leurs auteurs.

Les textes adressés au Secrétaire doivent être *dactylographiés*, au recto seulement, *sous leur forme définitive*, les figures bien dessinées, de préférence sur carton blanc du type bristol, prêtes à être reproduites par clichage typographique. Il est avantageux de les faire dessiner plus grandes qu'elles ne doivent l'être dans le Bulletin.

Les originaux des articles et dessins ne sont pas rendus.

4. **Bibliographie** — Toute publication adressée au Secrétaire fera l'objet d'un compte rendu sommaire analytique (non critique). Les auteurs sont priés de joindre eux-mêmes ce compte rendu à la publication, en lui donnant une étendue proportionnée à l'importance de celle-ci.

(Voir la suite à p. 3 de la couverture)

Publié avec le concours financier de l'U. N. E. S. C. O.

Bulletin volcanologique

ORGANE DE

l'Association de Volcanologie

de l'Union géodésique et géophysique internationale

Publié par le Secrétaire général

FRANCESCO SIGNORE

Série II — Tome XV

B. V.

NAPOLI
Stabilimento Tipografico Francesco Giannini & Figli
Via Cisterna dell'Olio
1954

Digitized by the Internet Archive
in 2023 with funding from
Kahle/Austin Foundation

https://archive.org/details/bulletin-of-volcanology_1954_15

GUSTAVO CUMIN
Direttore dell'Istituto di Geografia e dell'Istituto di Vulcanologia dell'Università di Catania.

L'eruzione laterale etnea del novembre 1950 - dicembre 1951

(Con 6 fig. nel testo e 17 tav.)

1. - L' andamento dell'eruzione.

L'eruzione (1) scoppiò, del tutto imprevista, alle ore 22 del giorno 25 novembre 1950. La sua fase iniziale fu assai tranquilla, basti pensare che alla Cantoniera Etnea, posta a 1882 m. ed a 6.5 chm. circa in linea d'aria, non si percepì nessun fenomeno e l'inizio dell'eruzione passò del tutto inosservato.

Una diecina di giorni prima il cratere di N.E. registrò un aumento della sua attività, s'incrementarono le emissioni di vapori e le esplosioni si fecero udire di frequente, si verificarono anche esplosioni con lancio di materiale minuto coevo, che annerì la neve circostante al ciglio craterico.

Così il giorno 8-XI-50 verso le ore 4 si osservarono dei bagliori provenienti dal cratere di N.E. Il giorno 9-X, alle ore 4, fu sentita al Grande Albergo dell'Etna ed alla Cantoniera una scossa sismica di grado V e dopo mezz'ora (4,30) ne fu percepita un'altra, però meno intensa; le due scosse non vennero sentite a Nicolosi.

Lo stesso giorno dalle ore 4 alle 8,30 si verificarono forti esplosioni al cratere di N.E., esplosioni che furono udite sino alla Cantoniera. Il giorno successivo (10-XI) il cratere di N.E.

---

(1) Presero parte alla lunga serie di osservazioni il dott. ABBRUZZESE D., il dott. CUCUZZA-SILVESTRI, S., i custodi dell' Osservatorio etneo : BARBAGALLO V., capo guida, e CARBONARO G., guida, tutti dell'Istituto di Vulcanologia dell' Università di Catania, allora diretto dal compianto prof. DE FIORE O., ed il dott. SPERANZA F. dell' Istituto di Geografia della stessa Università.

Ringrazio tutti della loro preziosa collaborazione che rese possibile lo studio dettagliato di questa interessante eruzione.

dava esplosioni, senza lancio di materiale, ogni cinque minuti. Questa attività si intensificò il giorno 19-XI e se indicava che il magma era salito assai nel condotto vulcanico non era, nè poteva essere, un indizio di un'imminente eruzione. Molto spesso, nel passato, il cratere di N.E. ha registrato, anche per dei mesi, una simile attività, senza che a questa sia seguita un'eruzione laterale. La notizia poi di un « candido pino pliniano » levatosi nella notte dal 25-XI è pura fantasia (1).

L'eruzione s'iniziò alle ore 22 con l'aprirsi di bocche esplosive in alto ed effusive in basso tra le quote 2820 e 2600 m. poste tutte su di una frattura radiale lunga in origine 530 m. e diretta da Ov. 8°-S a E. 8°-N. Dalla bocca più bassa a 2600 m. sgorgò la lava, che rapidamente percorse i ripidi pendii, posti tra la Valle del Leone e la Valle del Bove, e suddividendosi in diversi bracci circuì il M.te Lepre, antico cono avventizio, di epoca ignota, dirigendosi verso il M.te Finocchio superiore.

Poche ore dopo, verso le 23,30, la frattura si prolungò verso il basso sino a raggiungere la quota di 2250 m.; a tale altezza si ebbe la fuoruscita del magma e questa bocca effusiva fu quella che si mantenne attiva per tutta la durata dell'eruzione.

Nello stesso tempo si aprivano, più a ponente e poco più in basso, due altre bocche effusive, rispettivamente a quota 2300 e 2270, che dopo aver dato due brevi colate laviche cessarono ogni attività.

Intanto con l'aprirsi delle bocche esplosive ed effusive inferiori cessò ogni attività, eccezion fatta per quella di esalazione, delle bocche superiori, la cui lava era ferma e per buona parte oscura già alle ore 3 del giorno 26-XI-50. Nello stesso tempo la lava emessa dalle bocche effusive inferiori aveva raggiunto e di poco superato il M.te Finocchio superiore, percorrendo in 3 ore poco più di 3 chm.

L'apparato eruttivo si era, nel giro di poche ore, sostanzialmente stabilizzato e non si verificarono che poche successive modificazioni, la più importante delle quali fu il definitivo accentrarsi dell'attività esplosiva alla bocca di quota 2500, accentramento che si verificò già dopo tre giorni dall'inizio dell'eruzione.

---

(1) La notizia in proposito è riportata, in due note di supergiù uguale tenore, pubblicate da A. D'Arrigo, una nell'Universo del marzo-aprile 1951 e l'altra nel Giornale del Genio Civile del febbraio 1951. Tutte e due le note contengono osservazioni che nella miglior ipotesi si possono considerare fantastiche.

Nel frattempo tanto il Cratere centrale che quello di N.E. rimasero in perfetta calma, emettendo soltanto tranquillamente i soliti vapori bianchi.

Intanto la lava avanzava con marcia inesorabile e già alle 7 del mattino del 26-XI essa trovavasi a quota 1250 m. del Piano Bello, dopo aver superato i ripidi declivi sopra il M.te Finoccchio inferiore e sommergeva rapidamente i muraglioni a secco costruiti per difendere il Piano Bello dalle alluvioni dell'alto pendio della Valle del Bove.

Il fronte lavico, non molto ampio, si dirigeva, con una velocità di 35 - 40 m. all'ora, verso il Fosso Fontanelle minacciando così, ancora però alla lontana, le pendici inferiori della montagna.

L'attività esplosiva alle bocche era notevole, con intensità variabile; a periodi di esplosioni quasi continue seguivano altri con esplosioni a notevoli intervalli. La caduta di minute scorie vetrose nere coeve era continua e spesso assai molesta.

L'efflusso lavico, continuo ed imponente, alimentava sempre il fronte, che seguendo le spinte interne e la morfologia del terreno si instradò, rompendo lateralmente la crosta lavica già raffreddata, verso il Piano Bello, di modo che il fronte verso il Fosso Fontanelle si arrestò del tutto nella giornata del 29-XI, e l'avanzata proseguì nella nuova direttrice (verso S.E. cioè verso la rotabile Milo-Rinazzo). La velocità, data la caratteristica pianeggiante del terreno e le asperità di lave non molto antiche (principalmente del 1811), era modesta e s'aggirava tra i 35 ed i 40 m. all'ora. La corrente lavica, che si estendeva su degli incolti improduttivi formati da ginestreti più o meno radi e da magri pascoli di proprietà della Mensa vescovile di Catania, si dirigeva verso le « Casedde del Vescovado », altrimenti note sotto il nome di rifugio dello « Sciancato », alle quali era annessa una grande cisterna ed un gruppo di annosi pioppi.

Le « casedde », le prime distrutte tra le opere umane, vennero investite il giorno 29-XI alle ore 9,15 e la lava continuò nella sua lenta corsa verso oriente, ma si arrestò poco oltre a quota 1100 m.

Un fenomeno atmosferico frequente era la formazione di vortici che si spostavano rapidamente con un caratteristico fruscio, che causava spesso panico presso gl'ignari spettatori. Si trattava di un fenomeno comune in tutte le eruzioni e che in questa, per la maggiore estensione delle lave, acquistava una maggiore intensità. Talvolta sulla superficie delle lave fluenti o ferme, ma ancora calde, si osservavano diversi (sino a cinque o sei) vortici contemporaneamente.

Tanto il braccio lavico che si dirigeva verso Milo quanto quello del Fosso Fontanelle, malgrado il continuo efflusso lavico, avevano fortemente diminuito la loro velocità, sino a fermarsi, impedendo così l'ulteriore avanzarsi della lava.

Le masse laviche si erano estese in altre zone, non alimentando i due fronti che così si arrestarono. Infatti il giorno 2 dicembre 1951 (1) dalla zona sopra il M.te Finocchio inferiore la lava si diresse verso sud, invadendo la contrada Zapinello e puntando così verso la Val Calanna e Zafferana. Da sotto M.te Finocchio inferiore altra lava si dirigeva verso la plaga sita sotto la Rocca Capra.

Si cominciavano (4-XII) ad osservare le prime sovrapposizioni laviche, che, scorrendo sulle lave precedenti ancora calde, riuscivano a raggiungere quote più basse. Una sovrapposizione si diresse verso il Fosso Fontanelle, ma si arrestò il 5-XII, non spingendosi oltre il fronte già fermo. Più attiva fu la sovrapposizione che si diresse verso Milo e che il giorno 6-XII con una velocità di 60 m. all'ora si spinse oltre al fronte precedente ed investì, nella stessa giornata, i primi vigneti. Il fronte lavico si divise in tre digitazioni delle quali la più meridionale puntò verso Milo, la centrale scorse in direzione di Rinazzo e la più settentrionale si diresse verso il Fosso Cacocciola. Il loro movimento fu lento ma nelle zone più elevate si notavano altre ed abbondanti sovrapposizioni, che scorrendo su terreno ancora caldo (lave precedenti) perdevano minor quantità di calore e si mantenevano a quote più basse, più calde e quindi più fluide delle masse laviche precedenti ed ormai già ferme. I fronti delle nuove colate sovrapposte si spingevano così più in basso, divenendo spesso minacciosi per le opere umane.

---

(1) La « fase di arresto » indicata dal D' Arrigo, op. cit., dal 1° al 2 dicembre, si è verificata solo nella fantasia dell' A.

D'altro canto, parte della massa lavica, giunta al salto tra M.te Finocchio superiore e quello inferiore, si disperdeva sul Piano Bello ed in parte si dirigeva nell'ampia zona, ancora risparmiata, sita tra M.te Cerase e Rocca Capra.

Il rallentamento dei fronti lavici fece erroneamente supporre, anche a causa della nebbia che rendeva invisibile l'apparato eruttivo, una diminuzione dell' attività eruttiva, che in realtà invece si mantenne, alle bocche effusive, quasi costante.

Il giorno 10-XII una notevole sovrapposizione si avanzava verso la proprietà Carpinati, nella notte successiva essa, con un fronte attivo alto circa 20-25 m., progrediva minacciosamente sul ripido pendio con una velocità di 60 m. all'ora. Da essa, a quota 1125 circa, si staccava un braccio che girando ad est, sotto M.te Cagliato, si dirigeva al Fosso Fontanelle, costituendo così una nuova minaccia per il paese di Furnazzo, ma mentre questa diramazione proseguiva e, superando la mulattiera Furnazzo - Pietracannone, il giorno 12-XII si arrestava senza aver raggiunto l'alveo del Fosso Fontanelle, il ramo principale rallentava di molto la sua velocità, ed appariva, pur mantenendosi costante l'efflusso delle bocche laviche, meno alimentato.

Ciò si doveva al fatto che le masse laviche avevano, in parte, preso, a partire da sotto M.te Finocchio superiore, la direzione di mezzogiorno, puntando cioè, ancora alla lontana, verso la Val Calanna. L' avanzarsi delle lave era lento, anche per le frequenti sovrapposizioni; sul Piano Bello, cominciarono ad apparire le prime colate effimere provocate dalla fuoruscita, dalla corazza già solidificata, della lava interna ancora fusa; la prima di esse, si manifestò in una zona vicina alle ormai sommerse « Casedde del Vescovado ».

Il giorno 16-XII, apparve sopra il Fosso Cacocciola una piccola ma rapida corrente lavica, in parte sovrapposta ed in parte affiancata alle lave quasi ferme. Esile dapprima, essa nella giornata successiva aumentò di volume ed invadendo il letto del Fosso Cacocciola e le sue sponde tagliò alle ore 0,30′ del 18 dicembre la rotabile Milo-Furnazzo, provocando così la prima interruzione stradale. La piccola ma dannosa corrente si arrestò il giorno dopo, a quota 765 m., poco sotto la rotabile.

L' interruzione stradale durò poco, già lo stesso giorno venne costruito un sentiero per il passaggio degli uomini e degli animali, e pochi giorni dopo anche la rotabile era, malgrado il calore delle lave, già utilizzabile, per opera del Genio Civile.

Intanto sia il fronte lavico di Milo-Furnazzo che quello di Val Calanna rallentarono e si fermarono il giorno 25-XII del tutto, e se non fosse stata per l'attività esplosiva e per il vivo riverbero delle lave dell'alta zona della montagna, si sarebbe potuto credere in una notevole diminuzione dell'attività eruttiva. La mancata alimentazione dei fronti lavici fu dovuta al fatto che il magma defluiva da M.te Finocchio inferiore verso il terreno quasi pianeggiante posto sotto Rocca Capra ed occupato, in parte, dalle lave del 1811.

La lava, riempito il terreno pianeggiante, prese la via del Fosso Fontanelle e nella stessa mattinata (28-XII) essa coprì la piccola, ma utile sorgente di Fontanelle e proseguì verso valle, destando nuovamente allarme negli abitanti di Furnazzo. Nella stessa giornata, una sovrapposizione lavica si dirigeva dal Piano Bello verso Val Calanna.

La lava del Fosso Fontanelle avanzava più rapidamente ed aumentava di portata e, passando su terreni umidi, provocava (29-XII) una forte esplosione freatica con lancio di pietrame, che mise in fuga i contadini intenti a tagliare gli alberi (castagni) onde salvarli dall'incendio. Fortunatamente non si ebbero danni alle persone. La lava proseguiva e lo stesso giorno superava ed investiva il ponte della Finaita, sulla mulattiera Furnazzo-Pietracannone e scendeva, rallentando, più a valle.

Intanto la lava di Val Calanna si fermava, mentre una nuova ma modesta sovrapposizione lavica s'avanzava sul Piano Bello.

Nella notte del 31-XII, una notevole sovrapposizione lavica imbucava il Fosso Fontanelle; essa era molto calda e si avanzava con una velocità di poco superiore ai 100 m. all'ora. Il suo avanzarsi sul terreno umido, non coperto dalle precedenti colate, era accompagnato da numerose esplosioni freatiche, che lanciavano anche brandelli di lava incandescente che causarono incendi di alberi. Una « casedda » venne investita e distrutta nel giro di quattro minuti.

E' stato questo l'episodio di maggior violenza verificatosi al fronte lavico. La colata proseguiva il suo cammino, dando origine ad alcune colate effimere ed investendo, alle ore 18,40 del 3-I-51, il ponte sulla rotabile Furnazzo-Linguaglossa, interrompeva così, per la seconda volta, il traffico. Proseguendo la sua corsa la lava passò, nella serata del giorno successivo, sotto il ponte della strada Furnazzo-Sant'Alfio, che rimase intatto e, dopo poco più di un centinaio di metri, la massa lavica si precipitava lungo il dirupo verticale, alto quaranta metri circa, della Cava Secca.

La massa lavica si rompeva in grossi ammassi plastici ed incandescenti che precipitavano al fondo con un sordo rumore. Ai piedi del salto la lava prima formò una conoide dalla quale si dipartiva una nuova corrente lavica rigenerata. La perdita di calore nel salto e la parziale dispersione del materiale lavico permettevano la ricostituzione di una colata assai più piccola e meno calda che si fermò dopo un percorso di 630 m. a quota 625 s.l.m., quota questa che rappresenta il punto più basso raggiunto dalle lave in questa eruzione.

Numerose apparvero le colate effimere nella lava del Fosso Fontanelle, ma ben presto anch'esse si raffreddarono ed il giorno 12-I era cessata su questo ramo lavico ogni attività ed il giorno successivo s' iniziavano, sulla lava ancora caldissima, i lavori per creare un passaggio sopra di essa.

Continuava intanto, sebbene rallentato, il movimento delle lave verso Val Calanna, movimento che veniva alimentato da sovrapposizioni laviche che in parte ricoprivano le colate precedenti già ferme od in via di fermarsi o si affiancavano ad esse occupando altri terreni produttivi. Apparvero anche delle colate effimere che si estesero anch'esse, in parte, su terreni coltivati aumentando così l'area danneggiata. Così il giorno 13-I venne investito e totalmente sepolto un frutteto recintato, davanti al quale la lava precedente s'era fermata, alcuni giorni prima, a pochi metri di distanza.

La massa lavica era in evidente diminuzione e solo bracci di minor portata scendevano, passando sotto Cerazzo, verso la

Val Calanna, mentre altri, di scarsa importanza, si disperdevano sul Piano Bello o si dirigevano sotto Rocca Capra; si notava ancora la presenza di alcune colate effimere. Le colate laviche non riuscivano a scendere più in basso; una visita, fatta il 25 gennaio 1951, mostrò una notevole diminuzione dell'afflusso lavico, che venne valutato a circa un terzo di quello iniziale.

S'iniziò così alla fine di gennaio (26-I) la seconda fase dell'eruzione consistente in efflussi lavici non molto abbondanti e tranquilli, senza nessuna manifestazione esplosiva, fase che durò sino alla notte tra l'uno ed il due dicembre 1951.

In tutto questo lungo periodo (poco più di dieci mesi) la lava scorreva in parte scoperta ed in parte in condotti incassati nelle lave già raffreddate, dai quali usciva a quote tra i 1750 ed i 1600 m., per correre poi in superficie sulle lave precedenti formando così in qualche zona dei notevoli accumuli. In qualche punto si formarono anche delle intumescenze laviche che diedero origine poi a colate effimere.

In genere queste lave non si spingevano assai in basso, esse si fermavano tra i 1550 ed i 1600 m. e solo occasionalmente si spinsero a quote leggermente inferiori.

Dalla bocca effusiva la lava usciva per due canali che dopo circa duecento metri di percorso si riunivano; essi, visti di notte, avevano l' aspetto di una ipsilon maiuscola. Questi due bracci subirono durante la seconda fase dell'eruzione un'evoluzione diversa, il braccio meridionale si rivestì per primo di scorie, formando dapprima un canale chiuso e cessando poi del tutto di scorrere. Già il 25-I, esso mostrava alcuni archi di scorie sotto i quali scorreva la lava ed il 12-II esso aveva cessato del tutto di defluire. Scomparve così la ipsilon caratteristica e l'efflusso lavico si svolse, in alto, lungo un solo canale, che dopo breve percorso, in parte infossato, scompariva sotto la coltre di scorie già fredda. Degli sfiatatoi, dai quali uscivano abbondanti vapori, indicavano il percorso episotterraneo del canale.

Le lave apparivano in superficie a valle di M.te Simone e si disperdevano, accumulandosi in parte, su quelle già ferme. Qualche punta scese occasionalmente più in basso, così, nell'aprile e maggio 1951, la lava raggiunse da un lato la base dei Monti Centenari (eruzione del 1852) proseguendo in parte verso sud. Altri bracci ristretti si spinsero sino al ciglio della Rocca Musara, ed uno girando il pendio settentrionale del dirupo si fermò sul ripido pendio della balza sottostante.

Di notte il campo lavico era seminato di punti luminosi che indicavano l'andamento delle colate, in gran parte raffreddate in superficie e nel loro interno di colore rosso scuro.

I bagliori notturni si fecero meno intensi, ed in alto lungo il canale effusivo essi scomparvero del tutto dalla fine di luglio in poi.

Nell'ottobre, dopo le violente precipitazioni dei giorni 14 sino al 19, il canale, forse in seguito all'invasione dell'acqua e della sua rapida evaporazione, si ruppe e la lava apparve sulle alte pendici nuovamente a giorno.

I riverberi notturni furono abbastanza intensi sicchè degli osservatori superficiali ritennero di essere in presenza di una nuova fase eruttiva od almeno di una forte ripresa.

In realtà, la lava non cessò di defluire e non si osservò mai una, anche breve, interruzione dell' efflusso lavico. Le notizie in proposito, apparse sulla stampa locale, sono state diffuse con estrema leggerezza su dati di fantasia e purtroppo vennero anche riportate all'estero.

Le colate laviche correvano ora di nuovo in superficie e scendevano sino ai 1800 m. nella plaga di M.te Lepre e sino ai 1700 m. circa nella zona di M.te Simone.

L' efflusso continuò diminuendo, sino a che nella notte tra l'uno ed il due dicembre 1951 esso cessò del tutto. La mattina del due dicembre verso le 10 del mattino la bocca effusiva mostrava ancora della lava rosso cupa ma ormai ferma, così dopo 372 giorni la più lunga eruzione laterale etnea dei due ultimi secoli ebbe termine.

2. - L'attività esplosiva.

L' attività esplosiva dell' apparato eruttivo laterale fu varia, essa cessò del tutto assai prima dell'eruzione stessa.

Nella prima fase dell'eruzione essa fu intensa con lancio di materiale coevo che veniva proiettato in alto ed a seconda della sua grandezza cadeva, sempre allo stato oscuro, più o meno lontano dalle bocche esplosive. I materiali più grossi ed anche quelli minuti, che si accumulavano intorno alle bocche esplosive, diedero origine alla formazione di coni e di valli, sul cui aspetto ritorneremo più sotto.

Le esplosioni non furono sempre costanti ma ebbero alternanze di fasi molto attive con altre di quasi assoluta tranquillità.

All'inizio le esplosioni furono frequenti, costituite da vapori misti a scorie che davano ad essi una tinta nera. Il materiale minuto cadeva di continuo ed arrivò anche sino a Giarre; di solito alcuni minuti dopo un'esplosione, la caduta di scorie minute s'intensificava.

Come massimi d' intensità esplosiva si riscontrarono sino a 40 esplosioni al minuto.

Una prima breve stasi nell'attività si verificò già il giorno 29-IX-50 e durò poco più di due ore e mezza per poi riprendere con media intensità, raggiungendo un massimo di 14 esplosioni al minuto alle ore 9,15 e diminuendo poi di poco nel pomeriggio ed il giorno successivo. Il giorno 1-XII l'attività esplosiva era del tutto cessata, essa riprese il giorno successivo, aumentando sempre più sino a raggiungere il massimo nella prima mattina del giorno 4-XII quando si registrarono sino a 40 esplosioni al minuto, frequenza questa mai registrata; già dopo due ore l' intensità esplosiva diminuiva, per mantenersi poi più o meno intensa sino al giorno 16-XII.

Le esplosioni in tal periodo furono di discreta frequenza e variarono tra quattordici e ventiquattro al minuto. Esse erano spesso intervallate da periodi, che duravano anche alcune ore, di calma perfetta.

Dal giorno 16-XII in poi le esplosioni si fecero più rade ed i periodi di calma più lunghi sino a che il 26-XII esse cessarono del tutto e la bocca esplosiva emetteva tranquillamente dei vapori bianchi, ed in tali condizioni essa rimase sino al 1° gennaio 1951 quando, in mattinata, ripresero le esplosioni con lancio di cenere oscura sino a 3-400 m. sopra la bocca esplosiva principale. Si contavano da 10 a 12 esplosioni al minuto. Nello stesso tempo la bocca effusiva emetteva vapori bianchi.

Le esplosioni continuarono, sempre con lancio di cenere minuta anche il giorno successivo; il giorno 3-I, durante una visita alla bocca esplosiva, si notavano dei soffi che portavano a giorno materiale minuto derivato dai materiali che costituivano le pareti interne del cono. Tale attività continuò nei giorni successivi e rivestì tutto il mantello del conetto e la zona vicina di minuta cenere grigia che nascose l'originaria struttura del conetto composto di brandelli di scorie più o meno grandi.

Il 9-I l'attività esplosiva ebbe una ripresa e le minute scorie lanciate giunsero sino a Zafferana; le esplosioni continuarono anche il giorno dopo ma con minor intensità e cessarono del tutto il giorno 12-I. Il giorno 14-I si verificò un'altra breve ripresa e nella notte cadde nuovamente la cenere sino a Zafferana, le esplosioni, abbastanza rade, diminuirono il giorno 16-I e cessarono del tutto il 17-I-51.

Con tale giorno si chiuse la fase esplosiva dell'eruzione; la bocca esplosiva emetteva, successivamente, solo dei vapori bianchi che venivano, in un primo tempo, espulsi a sbuffi silenziosi, ed in una fase successiva erano soltanto delle tranquille emanazioni più o meno intense a seconda dello stato igroscopico dell'atmosfera.

3. - L'attività dei crateri terminali.

Il comportamento del Cratere centrale e di quello di N.E. durante l'eruzione fu vario. Il cratere centrale si limitò ad emettere vapori principalmente dalla fossa formatasi nel suo settore meridionale durante l'eruzione del 1949 (1), emissione che segnò sempre il suo normale ritmo.

La bocca sub-terminale di N.E. rimase in un primo periodo tranquilla; essa emetteva, come di normale, dei vapori bianchi in lenta emanazione. Nessuna attività particolare si verificò sia al Cratere centrale, che in quello di N.E., al momento dell'inizio dell'eruzione laterale e la notizia di un « candido pino pliniano » è, come già si disse, del tutto fantastica.

Per tutta la durata della fase esplosiva, la bocca di N.E. non diede alcun segno di attività particolare, salvo che il giorno 2-II-51, quando delle esplosioni lanciarono della cenere coeva nerastra, ch'era ben visibile sulla neve. Tale attività era indizio certo, che il magma era risalito, in parte del condotto vulcanico, ma non era tanto alto da rendersi visibile con dei bagliori notturni.

---

(1) Cumin G. - *L'eruzione etnea del dicembre* 1949, in Boll. Soc. Geogr. It., S. VIII, Vol. III, Nov.-Dic. 1950.

S'iniziò un periodo con emanazioni tranquille, alle quali seguirono alcune manifestazioni che, distanziate tra loro, durarono poco più di un mese.

Così, il giorno 15-IV-51, il cratere di N.E. emise vapori bianchi a sbuffi, con intervalli da 30″ ad un minuto per un'ora circa, dalle 12,30 alle 13,30. Tale manifestazione fu accompagnata da esplosioni molto profonde. Alle ore 6,30 del giorno 18-IV si verificarono una serie di esplosioni che lanciarono una colonna di cenere e vapori sino ad un'altezza di 1200-1300 m. sopra il ciglio della bocca. Le esplosioni si alternarono verso le ore 8 e cessarono del tutto un'ora dopo. La cenere lanciata durante queste esplosioni si estese sul versante orientale del vulcano e specialmente nella Valle del Leone e sulle pendici dell'alta Valle del Bove.

Altre esplosioni si osservarono alle ore 15 del 24-V. Seguirono quasi tre mesi di calma con emanazioni tranquille di vapori bianchi.

Il 14-VIII-51, si verificarono delle esplosioni, sempre alla bocca di N.E., con emissione a sbuffi di vapori bianchi; esse continuarono anche il giorno successivo. Il giorno 16-VIII alle ore 11,30 si osservarono delle forti esplosioni che provocarono la formazione di una colonna di vapori bianchi alta intorno ai 1500 metri. I giorni successivi e sino al 20-VIII, le emissioni di vapori bianchi a sbuffi, spesso accompagnate da boati profondi, continuarono con varia intensità. Di solito si udiva, stando sul ciglio della bocca di N.E. un boato profondo, e dopo una diecina di secondi, usciva lo sbuffo di vapori bianchi; già a poca distanza del ciglio del cratere, le esplosioni non si udivano più.

Seguì un breve periodo di semplice emanazione di vapori bianchi, sino a che alle ore 8,45 del 26-IX-51 si iniziò una fase ad esplosioni profonde che assai di rado lasciavano percepire un sordo rumore e che portavano a giorno una cenere antica, e cioè non coeva, di color rosso mattone. L'inizio di questa fase venne ben individuato, essendosi esso iniziato quando chi scrive, insieme ad altri, era proprio nella zona interessata.

Tale attività si mantenne costante sino al giorno 2-XII, data della cessazione dell'eruzione, e continuò ancora, come vedremo, per dei mesi.

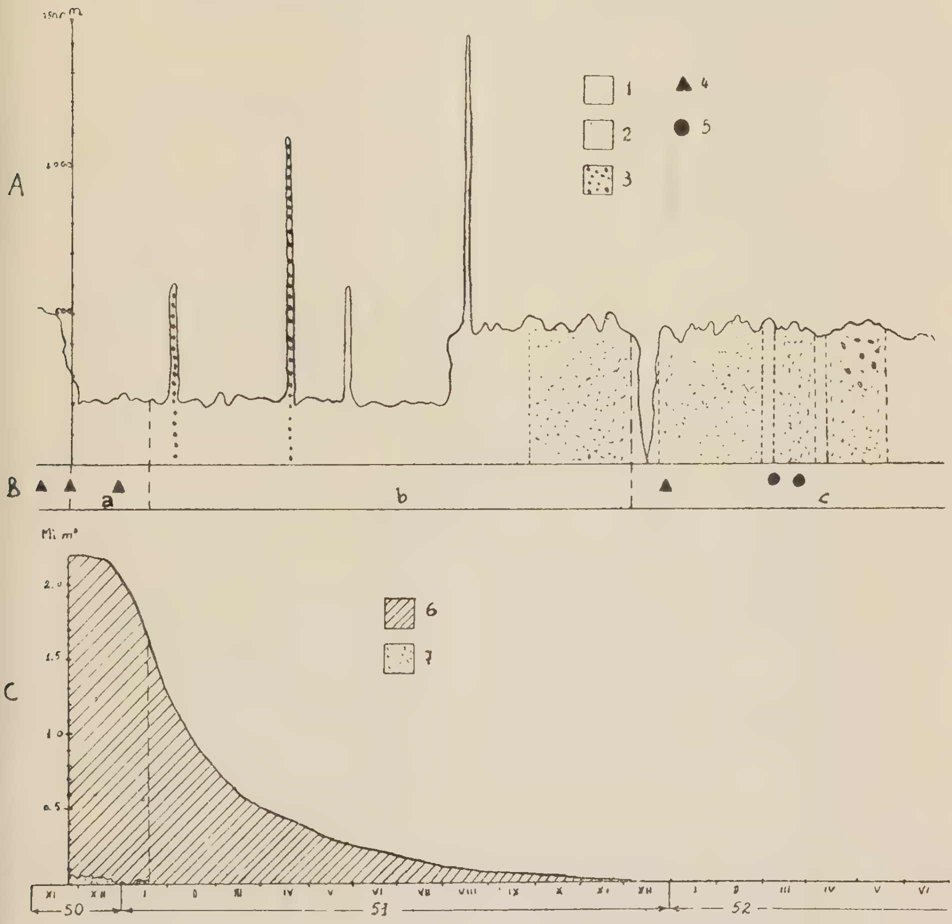


FIG. 1 - *Diagramma dell' andamento dell' eruzione laterale etnea del 1950-51*. A - attività del cratere di N. E., B - fenomeni sismici, C. - attività esplosiva ed effusiva dell' apparato eruttivo laterale. a - fase effusivo-esplosiva; b - fase effusiva; c - fase post-eruttiva; 1 - emissione vapori bianchi; 2 - id. ceneri rosso-brune; 3 - id. materiale coevo più o meno abbondante; 4 - sismi con epicentro nella zona media della montagna; 5 - sismi con epicentro nella parte bassa della montagna; 6 - emissione di lava; 7 - attività esplosiva.

Gli sbuffi erano in ragione di due o tre al minuto e talvolta erano preceduti da un lontano boato, generalmente però essi erano silenziosi.

4. - L'attività sismica.

L'attività sismica pre-eruttiva e durante l'eruzione non fu rilevante.

Si verificarono, nei giorni precedenti all'eruzione, solo due scosse sismiche e precisamente alle ore 4 e 4,30 circa nel giorno 9-XI-50; di queste la prima fu più intensa e più lunga. Tutte e due le scosse furono ben intese al Grande Albergo dell'Etna a 1715 s.l.m. Esse non si propagarono molto in basso; infatti esse non furono percepite a Nicolosi. Le scosse si verificarono in concomitanza delle forti esplosioni iniziatesi nello stesso giorno ed alla stessa ora al cratere di N.E.

L'apertura delle bocche eruttive fu accompagnata da scosse sismiche che in basso non furono percepite che in via strumentale; durante l'eruzione non si verificarono che due scosse sismiche e cioè il giorno 28-XII-51 alle ore 10,15 e 10,30, due scosse abbastanza sensibili nella zona di M.te Fontane e che possono venir valutate al IV grado della scala Mercalli. In basso esse si estinsero assai rapidamente e non furono nemmeno percepite dagli abitanti di Sant'Alfio.

Dell'attività sismica post-eruttiva parleremo più oltre.

5. - La morfologia dell'apparato eruttivo.

La struttura dell'apparato eruttivo, che si è impiantato lungo una serie di fratture, delle quali una è la principale, presenta nelle sue varie sezioni aspetti diversi.

Le fratture corrono tutte in direzione Ov. 8° S. - E. 8° N. e la frattura principale, quella sulla quale si sono impiantati gli apparati eruttivi principali, è lunga poco più di 1550 m. Ad essa si affiancano, sempre parallele o quasi, tanto a nord, che a sud, altre fratture che, dopo percorsi più o meno lunghi ma che di solito non superano i 2-300 m., si chiudono per venire poi rimpiazzate da altre poste a nord ed a sud della precedente.

Si tratta nell'insieme di un campo di fratture che, iniziandosi intorno alla quota di 2800 m., raggiunge con i 400 m. la sua massima larghezza tra le quote 2600 e 2500 m., per restringersi poi rapidamente a 200 metri e scomparire del tutto, poco sotto alle bocche effusive (quota 2250 m.).

La frattura è visibile da quota 2850; più in alto esso era manifesta sulla coltre nevosa sotto forma di sottili incisioni che si potevano osservare sino ai 3000 m. circa, ma, dopo la fondita della neve, non si osserva sul terreno, formato da detriti vulcanici, nessuna traccia di essa.

La parte più elevata dell'apparato eruttivo, compreso tra le fosse esplosive più elevate e le bocche effusive della prima emissione lavica si estende tra i 2830 ed i 2600 m. e consiste di sette bocche di aspetto e funzione varia (1). Questo primo gruppo s'inizia con una bocca esplosiva, di forma allungata (40 m. per 15 m. di larghezza); essa, sul suo fondo, mostra tre spiragli. Intorno ad essa si osserva soltanto del materiale antico, sparso su di un breve raggio, ma che non è riuscito a formare neanche un accenno di vallo craterico. Segue una seconda bocca esplosiva, di forma allungata e di aspetto simile alla precedente; nel suo fondo si osservano due sfiatatoi circolari del diametro di circa 1.5 m. Anche questa bocca non ha dato materiale coevo; questo appare invece, frammisto a materiale antico, nella bocca successiva (III^{a}) che ha un piccolo vallo ed un diametro di 7 metri.

Segue, più a valle, un'ampia frattura lunga circa 80 m., larga una quindicina di metri e profonda da sei ad otto metri e nel cui fondo si osservano otto sfiatatoi del diametro tra i due ed i quattro metri. Essi hanno dato materiale magmatico recente, a forma di grosse pillacchere in parte cementate fra loro, essendo esse cadute allo stato pastoso. Si è formato così un vallo allungato poco ripido che emerge per sei sino a otto metri sul terreno circostante; segue, separata dalla precedente da una diecina di metri, una fossa esplosiva, lunga una quarantina di metri e sul cui fondo si notano tre spiragli del diametro da due sino a quattro metri che hanno funzionato per breve tempo.

---

(1) Intendo per « bocca » ogni forma prodotta dall' attività eruttiva, che ha una struttura morfologica ben definita ed una certa stabilità. Essa può essere il risultato dell' azione di uno o più spiragli, che sono le comunicazioni, più o meno puntiformi tra il magma episotterraneo e la superficie e che non hanno di solito stabilità di funzione. Il numero degli spiragli è di solito molto superiore a quello delle bocche e varia durante l' eruzione stessa.

Infatti il materiale coevo emesso è scarso, e non si è avuto la formazione di un vallo. Quest'ultimo si è formato in rapporto alla bocca VI di forma allungata, che ha nel suo interno due spiragli, dei quali quello posto verso valle ha un diametro di otto metri e non assume una struttura indipendente solo per il fatto, che i materiali emessi hanno contribuito alla costruzione del vallo lungo la fossa.

A valle si apre un lungo fossato esplosivo-effusivo con il quale termina la prima sezione dell'apparato eruttivo; nel suo interno si osservavano cinque spiragli di diametro tra i tre ed i cinque metri. Forse altri ne esistevano, ma sono stati coperti dall'attività eruttiva successiva. La frattura misura centoventi metri di lunghezza ed è larga da 12 a 15 metri. Da essa è uscita, riversandosi sul suo fianco sud, la prima lava, la quale, come è già stato detto, corse per poche ore durante la prima fase dell'eruzione.

Questa bocca ha subito una profonda trasformazione in seguito ad un notevole sprofondamento avvenuto nella seconda decade dell'ottobre 1951 durante i violenti nubifragi che imperversarono sulla Sicilia orientale. Lo sprofondamento, che mette ben in evidenza la struttura del sottosuolo di questa zona, è di forma allungata con l'asse maggiore diretto circa da N. 55° Ov. - S. 55° E., lungo un'ottantina di metri e largo trenta metri; la sua profondità, che mal s'intravvede, è stata stimata ad una cinquantina di metri. I bordi tendono ad allargarsi con continui crolli, rendendo pericoloso l'avvicinarsi alla cavità e ciò tanto più che in qualche tratto essi sono sottoscavati.

Sulle pareti occidentali della cavità, che sono le più facilmente osservabili, si nota il seguente profilo. Sotto uno strato di scorie vulcaniche recenti dello spessore di quasi due metri si osserva un banco di ceneri e scorie grige antiche che formavano il suolo della plaga prima dell'attuale eruzione; segue un banco di lava di due metri di spessore sotto il quale si osservano dei tufi arrossati per contatto nella loro parte più alta e potenti due metri. Essi poggiano su di un banco lavico, potente poco più di un metro e mezzo al cui letto appaiono dei tufi per uno spessore di un metro circa, i quali alla loro volta ricoprono un banco lavico potente due metri e mezzo che poggia su dei tufi rosso bruni che si possono osservare per una trentina di metri circa. Tutti i banchi di lava mostrano una pendenza di una diecina di gradi verso est.

L'origine della cavità deve collegarsi da un lato alle numerose fratture della zona, a dei vuoti superficiali evidentemente lasciati dall'emissione lavica ed infine all'azione delle acque delle forti precipitazioni, che hanno, colla loro azione, terminato di minare la resistenza di una zolla di terreno già per se stessa ormai poco solida.

Tutta la prima sezione dell'apparato eruttivo mostra una tipica struttura di eruzione lineare; non si è formato nessun conetto, neanche di piccole dimensioni, non avendo permesso il breve tempo di attività l'accentrarsi puntiforme dell'azione esplosiva; si sono così sviluppati soltanto dei valli paralleli alla frattura principale ed anch'essi di non grande rilievo morfologico.

Con la bocca successiva (VIII) ha inizio la seconda sezione dell'apparato eruttivo. Questa prima bocca ha emesso delle scorie che formano un piccolo vallo; il diametro della cavità, quasi circolare, è di una quindicina di metri. Un po' più ampia e di forma leggermente allungata nel senso della spaccatura è la bocca successiva (IX) il cui asse maggiore è lungo una ventina di metri; anche intorno ad essa si è formato un vallo di scorie recenti.

Le due bocche successive, tra le quali si trova quella principale, si trovano impiantate su di una frattura parallela e spostata verso sud, di una settantina di metri da quella principale.

La bocca X ha forma leggermente allungata, con una trentina di metri di diametro maggiore; intorno ad essa si è formato un conetto di scorie alto venti metri circa.

La bocca successiva (XI) è stata la bocca esplosiva principale dell'eruzione; intorno ad essa è sorto un cono alto verso ponente una quarantina di metri e che cade in ripido pendio (30°) verso la parte opposta, lungo i pendii che collegano la Valle del Leone con quella del Bove.

Il cono è formato da scorie di media dimensione, in parte saldate insieme.

Questo materiale è però in gran parte ricoperto da una fine sabbia grigia che si estende nella zona intorno a questa bocca e che rappresenta l'ultimo prodotto della sua attività esplosiva che si è arrestata, come già si disse, il giorno 17-I-51 cioè 53 giorni dopo l'inizio dell'eruzione.

Il cono è a forma irregolare; esso appare svasato verso nord, nella quale direzione la sua altezza raggiunge appena una diecina di metri. Tale struttura asimmetrica si deve al soffiare, in prevalenza, di venti di nord-est, durante la sua attività, venti che hanno favorito il deposito dei materiali clastici nella direzione opposta.

Il pendio esterno è più ripido ad ovest dove oscilla tra i 28° ed i 30°; a nord-est, invece, la pendenza raggiunge un massimo di 25°, ma di solito si aggira intorno ai 22°.

Il cratere ha un diametro di un centinaio di metri ed appare leggermente allungato nella direzione della frattura. Le sue pareti interne, nella parte elevata, sono ripidissime, per divenire poi verticali più in basso. La profondità del cratere si aggira sulla sessantina di metri. Questo cono (1) è l'unico, di una certa entità, formatosi durante la prima fase dell'eruzione (effusivo-esplosiva).

La bocca esplosiva che diede origine a questa struttura morfologica raggiunse la sua massima attività solo il terzo o quarto giorno dell'eruzione e la mantenne per tutto il periodo della fase esplosiva.

A nord della bocca X si osserva, ad una cinquantina di metri, un allineamento di quattro conetti di scorie, impiantati su di una frattura secondaria, che corre parallela a quella principale. L'inferiore di essi si trova a quota 2550. Tutti e quattro questi conetti hanno dai tre ai quattro metri d'altezza ed il loro cratere ha un diametro che non supera i due metri. La loro attività è stata di breve durata.

A nord-ovest di questi conetti, si nota, sempre nel campo di fratture, una fossa circolare, dovuta ad un'esplosione freatica; il suo diametro è di nove metri e la sua profondità arriva ad un massimo di due.

Più a valle del cono esplosivo principale (M.te Platania) si osserva un piccolo conetto alto circa sette metri e di forma allungata; infatti il suo cratere misura trenta metri, nella direzione

---

(1) Venne proposto di nominarlo *M.te Gaetano Platania*, in onore dello studioso che, per lunghi anni, dedicò la sua attività all'Etna.

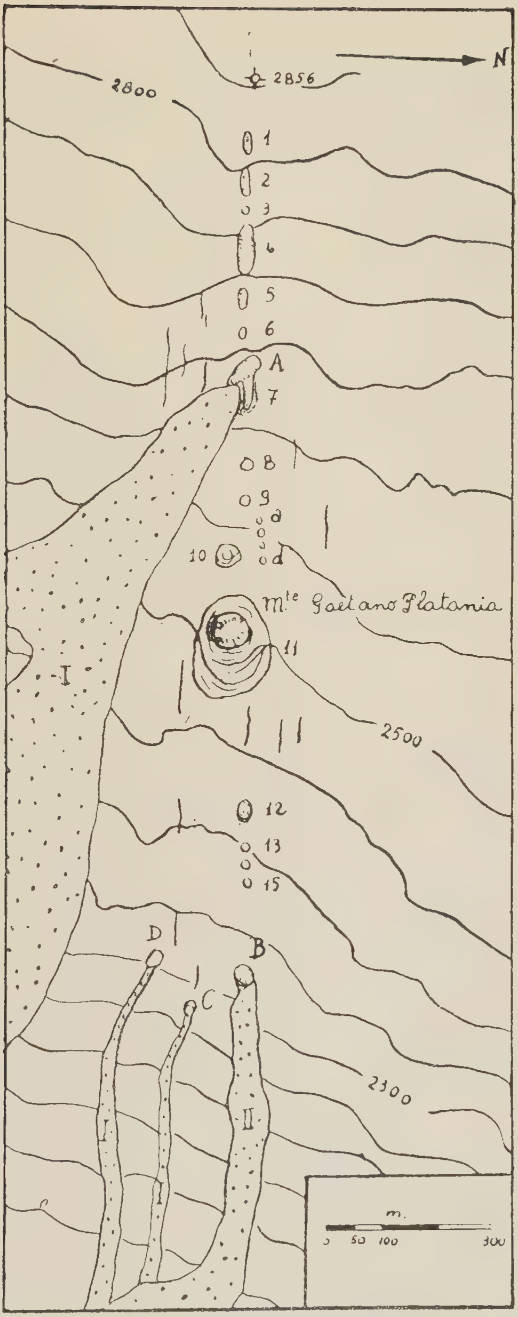


Fig. 2 - *Apparato eruttivo laterale.*

della frattura, e venti metri circa, nella direzione perpendicolare ad essa. Questo conetto (XII) è in parte ricoperto dalla sabbia emessa dal cono principale nella sua ultima fase esplosiva.

Ed in gran parte insabbiate sono anche le tre bocche esplosive successive (XIII, XIV e XV) che si trovano tra i 2400 ed ed i 2375 metri. Di esse, che hanno un diametro di 5-6 metri, solo la più bassa (XV) ha un piccolo vallo di scorie, ancora visibile.

Con queste bocche terminano le forme esplosive della seconda sezione dell'apparato eruttivo. Più in basso a quota 2320 metri si trova la bocca effusiva principale. Prima di descriverla, conviene ricordare l'esistenza di due altre bocche effusive che hanno dato solo per poche ore delle piccole correnti laviche. Tutte e due si trovano a sud della bocca effusiva principale; la più vicina ad essa si trova a quota 2270 m. e consiste di un conetto alto otto metri e formato da brandelli di scorie.

Il conetto, che è aperto verso valle, mostra dal lato opposto uno spiraglio esplosivo del diametro di un metro circa.

L'altro conetto si apre a 2300 m. e dista dalla bocca effusiva principale circa 200 m.; esso è alto 10 metri ed è anch'esso svasato verso valle, da dove uscì una breve colata lavica.

La bocca effusiva principale si apre a quota 2325 m.; essa è costituita da un conetto di brandelli di lava cementati. Il conetto, che è alto 8-9 metri ai suoi margini settentrionali e meridionali, ha nella sua parte mediana una depressione che raggiunge i tre metri d'altezza. Il suo cratere, a pareti ripide e con pendenza di 60° circa, ha un diametro di una diecina di metri ed è profondo circa altrettanto. Tanto le sue pareti esterne che quelle interne erano rivestite da variopinti depositi minerali, formati per lo più da cloruri di ferro, dal colore giallo ed arancione, che davano al conetto, già da lontano, un aspetto caratteristico e che dopo ogni pioggia scomparivano per riapparire nuovamente alcuni giorni dopo. Attualmente le efflorescenze sono scomparse quasi del tutto.

6. - L'efflusso lavico e le sue caratteristiche.

La lava usciva dalla bocca effusiva in due punti, dando luogo così a due colate iniziali; uno di essi si trovava ai piedi del conetto, nella sua parte centrale volta a valle; l'altro si trovava ai piedi del pendio settentrionale del conetto stesso.

Le due colate laviche che scorrevano poi lungo il pendio si riunivano, dopo circa 200 metri di percorso, in un unico tronco; di notte i due bracci spiccavano con il loro colore rosso sul fianco della montagna, ed imitavano, come è già stato detto più sopra, la lettera ipsilon.

Alle bocche la velocità della lava era notevole; essa sul ripido pendio (29° d'inclinazione) raggiungeva valori intorno agli otto sino ai dieci chilometri all'ora, ma già sotto il M.te Simone, a 700 metri dalla bocca effusiva, e su di un terreno meno ripido (12°) essa scendeva intorno ai tre sino ai due chm. orari, e più a valle, tra M.te Finocchio superiore e quello inferiore, la velocità si riduceva a 3-400 metri all'ora, per poi diminuire ancora.

Infatti, sul fronte di avanzata, sia sul Piano Bello che nei vari fossi già nominati ed in direzione di Val Calanna, si osservarono velocità tra i 60 ed i 40 metri all'ora, in fase di netto avanzamento e che scendevano a valori molto più bassi, nei tratti pianeggianti ed in fase di arresto.

In media la velocità della lava tra la bocca effusiva ed il fronte si aggirava intorno ai 114-120 metri all'ora, ed una porzione di lava impiegava, per giungere dalla bocca effusiva al fronte lavico, sopra Milo, tre giorni circa.

La quantità di lava emessa alla bocca effusiva si poteva valutare, con una certa approssimazione, durante la prima fase dell'eruzione, a 2.2 milioni di metri cubi giornalieri. Tale quantità rimase costante per circa venticinque giorni, poi decrebbe, tanto che il giorno 25-I-51 essa era di 720.000 metri cubi, pari cioè ad un terzo circa della portata iniziale.

L'effusione lavica decrebbe lentamente scendendo a valori sempre più bassi. Così il 26-IX-51 si poteva valutare la portata della lava a 100.000 metri cubi giornalieri.

La temperatura delle lave venne misurata, mediante un pirometro ottico, da H. TAZIEFF (1), assistente all'Università di Bruxelles; egli ottenne il giorno 30-XII-50 nel Fosso Fontanelle, a 1030 metri di quota, dei valori che variano tra i 980 ed i 1030 gradi e ciò ad otto chm. circa dalla bocca effusiva. La temperatura media di nove determinazioni risultò di 1010°. Il giorno successivo egli misurò presso la bocca effusiva, sempre con lo stesso istrumento, una temperatura oscillante tra i 1100 ed i 1120 gradi.

---

(1) E' l' autore di *Cratères en feu*, ed. B. Arthaud, Paris et Grenoble 1951, dove viene citata anche l'eruzione etnea 1950-51.

Le temperature determinate, se non sono le più alte sinora riscontrate sull'Etna, sono però tra quelle più elevate. Le misure di temperatura non sono numerose, ciò che è forse dovuto alle difficoltà materiali di eseguirle.

Le prime misure dovute al Bartoli (1) nel 1892 diedero alle bocche temperature intorno ai 1000° con dei massimi di 1060° ed a due chilometri dalle bocche 800°; nel 1910 Oddone (2) determinò alla bocca effusiva temperature di 1200°, che sono le temperature più elevate sinora riscontrate sull'Etna. Nella stessa eruzione il Perret (3) determinò nella colata lavica ad otto chilometri dalla bocca temperature tra i 900° ed i 1000°. Il Platania (4) nel 1911 misurò presso le bocche 940° e nel 1918 sulle colate terminali della bocca Nord-Est un po' meno di 1000°; infine il Milone (5) determinò nel 1923 a 180 metri dalle bocche 940°.

L' Imbò (6) si occupò, come già in qualche altra eruzione etnea, della temperatura di irrigidimento delle lave, che egli trovò a 635°, più bassa cioè di quelle già da lui osservate in precedenza (660-680°). Egli ritiene doversi ascrivere questo fatto al minor valore del coefficiente di viscosità delle lave dell'ultima eruzione, ciò che, insieme ad altri fatti, spiegherebbe le caratteristiche di quest'eruzione. Le determinazioni furono eseguite dall'A. nei giorni 10 e 11 dicembre 1950 sulla corrente lavica che si dirigeva verso il cancello posto sulla mulattiera Furnazzo-Pietracannone.

---

(1) Bartoli A. - *Sulla temperatura delle lave dell' attuale eruzione dell' Etna*, in Boll. Acc. Gioenia, settembre, Catania 1892.

(2) Oddone E. - *L' eruzione etnea del marzo-aprile* 1910, in Boll. Soc. Sismol. It., Vol. 14°, Modena 1910.

(3) Notizie in Vinassa de Regny P., Riccò A., Arcidiacono S., Stella Starrabba F., Taffara L., De Fiore O. - *L'eruzione etnea del* 1910, Catania 1912.

(4) Platania Giovanni - *Temperatura di lave fluenti dell' Etna*, in Mem. della R. Accad. di Scienze, Lettere ed Arti di Acireale, S. 3.ª, vol. X, Acireale 1922.

(5) Milone P. - *Osservazioni e misure durante l' eruzione etnea del maggio* 1923 *della bocca di N. E.* Id., Serie 4ª. Vol. 1.°, Acireale 1927.

(6) Imbò G. - *Temperature di irrigidimento di attuali lave etnee*, in Rend. Acc. Scienze Fisiche e Matem. della Soc. Naz. Scienze, Lettere ed Arti in Napoli, Serie 4ª. Vol. XVIII, Napoli 1951.

Id. - *Importanza delle determinazioni delle temperature d' irrigidimento delle lave*, in Bulletin Volcanologique, S. II, T. VIII, Napoli 1949.

Il deflusso lavico avveniva in un primo tempo con sbuffi di gas, che apparivano in bolle che scoppiavano proiettando intorno brandelli di magma. Successivamente esso fu del tutto tranquillo e si poteva stare vicino alla bocca, senza alcun pericolo. La lava incandescente scorreva rapida e si percepiva solo un leggero fruscio, dovuto all'attrito della massa vischiosa lungo le pareti del canale di scolo.

I due canali di deflusso che partivano dalla bocca effusiva erano larghi, in origine poco più di due metri; in essi in una prima fase la lava scorreva quasi a livello del suolo. In una fase successiva, essa si approfondì, e tale infossamento deve venir ascritto all'azione termica e meccanica della lava sul materiale lavico precedente solidificato. Solo così si spiega la caratteristica morfologia dei fianchi dei canali di deflusso, con le loro pareti verticali, le loro striature nel senso del movimento della massa lavica, e la presenza di cornici laviche che indicano un arresto momentaneo dell'azione scavatrice della lava.

I canali di deflusso della lava subirono col tempo un'evoluzione; essi, oltre ad approfondirsi, tendevano anche a ricoprirsi, in modo che in una fase successiva la lava scorreva in un canale coperto per più di seicento metri e solo successivamente essa appariva in superficie. Lungo il percorso epi-sotterraneo esistevano degli spiragli, attraverso i quali uscivano dei vapori bianchi, più o meno intensi, a seconda dello stato igroscopico dell'aria, e nel fondo dei quali si vedeva la massa lavica scorrere velocemente.

Il ramo meridionale della ipsilon fu il primo a subire tale evoluzione. Infatti già al 25-I-51 esso mostrava accenni alla formazione di una volta, sopra il suo canale di scolo. Si formarono degli accumuli di scorie, che ingorgandosi nello stretto canale si raffreddavano e formavano un ostacolo solido sotto il quale passava la massa lavica fluida.

I frammenti lavici oscuri assumevano la forma di corde, ed in un primo tempo essi erano arcuati, con la convessità rivolta verso valle; successivamente il movimento della lava li frantumava, in pezzi lunghi una cinquantina di centimetri e del diametro di 5-10 centimetri i quali si accatastavano formando così la volta del canale lavico. I frammenti cordiformi, oscuri prendevano origine dalle creste convesse che si osservavano sulla superficie della massa lavica e che in un primo tempo erano incandescenti come tutta la massa; tali creste erano alte in media da 3 a 6 centimetri e la loro forma convessa era dovuta alla maggior velocità della corrente lavica al suo centro.

Il formarsi di questi ammassi di frammenti sulla colata lavica incandescente avveniva rapidamente, così si potè osservare sotto M.te Simone, a quota 2000 circa, il giorno 25-I-51, il formarsi di un accumulo di scorie alto 2.5 m., largo 3 metri e lungo circa una diecina di metri in poco più di mezz'ora. Le creste laviche prima prendevano una tinta rosso-cupo, indi divenivano nere e successivamente si staccavano dalla superficie ancora incandescente ed andando su di essa alla deriva si accumulavano, dando luogo alla copertura del canale lavico.

L' occlusione del ramo meridionale della ipsilon proseguì rapidamente, tanto che il 1°-II-51 esso era già assai avanzato e dodici giorni dopo esso era del tutto chiuso e fuori attività; rimaneva così in funzione, ancora per molti mesi, il ramo settentrionale della ipsilon, ormai scomparsa, che a sua volta accennava a ricoprirsi di scorie le quali già formavano qualche « ponte » su di esso.

Il processo di ricoprimento proseguiva rapidamente tanto che in maggio esso era del tutto completato e la lava correva per ottocento metri in un canale, sotto una crosta lavica già rassodata e solo per un centinaio di metri, presso la bocca, essa era visibile. Nel canale scoperto, la lava era ad una profondità di circa due metri e la bocca d'efflusso erasi spostata più a valle di una sessantina di metri. Lungo il percorso incanalato, si osservavano solo pochi spiragli (tre in tutto).

La lava usciva poi a giorno assumendo, come vedremo, forme diverse.

In seguito alle violente piogge del 15-18/X/51, le acque piovane entrarono nel canale lavico, che per esplosioni e detriti venne in parte ostruito; la lava scorse quindi in superficie ed i bagliori rossastri più intensi, che di conseguenza si osservarono durante la notte, allarmarono la popolazione che credette in una recrudescenza eruttiva.

La lava si diffuse sopra le correnti già rassodate e negli ultimi giorni del suo deflusso, sia per la diminuita portata che per la sua abbassata temperatura, si raffreddò sul ripido pendio tra la bocca effusiva e le falde di M.te Simone, formando una ripida conoide.

7. - La morfologia delle colate laviche.

Le superfici delle lave della prima fase eruttiva sono del tipo a blocchi, di dimensioni varie che vanno dai grossi massi di un metro cubo di volume a frammenti minuti di pochi centimetri di diametro. Tali lave, che costituiscono la gran massa tra quelle emesse, si muovevano entro una corazza di materiali detritici già oscuri tra i quali, al fronte lavico, traspariva con plaghe più o meno ampie, la parte incandescente. Solo occasionalmente si osservava su più vasta scala la massa incandescente della lava e ciò avveniva, di solito, quando il fronte della colata franava improvvisamente, in seguito alla pressione della lava fluida interna, o del ripido pendio sul quale scorreva la lava stessa.

Allora il fronte della colata appariva incandescente e grossi blocchi si staccavano da esso, rotolando con cupo fragore sul pendio antistante, provocando spesso anche dei leggeri tremiti superficiali del suolo. Di frequente si osservava pure lo sfarinarsi di blocchi incandescenti che, disgregandosi in minuti granuli infuocati, determinavano una vera e propria pioggia di fuoco.

Spesso, alla base del fronte della colata, si poteva osservare il cuneo lavico che avanzava, la massa lavica pastosa si arrotolava su se stessa progredendo lentamente; talvolta sopra al cuneo più basso si sovrapponeva un altro che mostrava lo stesso movimento.

La superficie delle colate era ed in parte è rimasta convessa; dove si verificano delle sovrapposizioni si notano spesso degli affossamenti con pareti verticali, sul cui fondo si osserva la superficie a blocchi della colata sovrapposta. L'origine di tali depressioni si può far risalire al fatto che la colata sovrapposta era di larghezza minore della precedente e per essere corsa su di un terreno ancora caldo, aveva mantenuto di più il suo calore. La lava calda ha intaccato, sia con il suo calore che con la sua viscosità, la lava precedente, incidendosi in essa più o meno profondamente. Le pareti laterali di questi canali sono

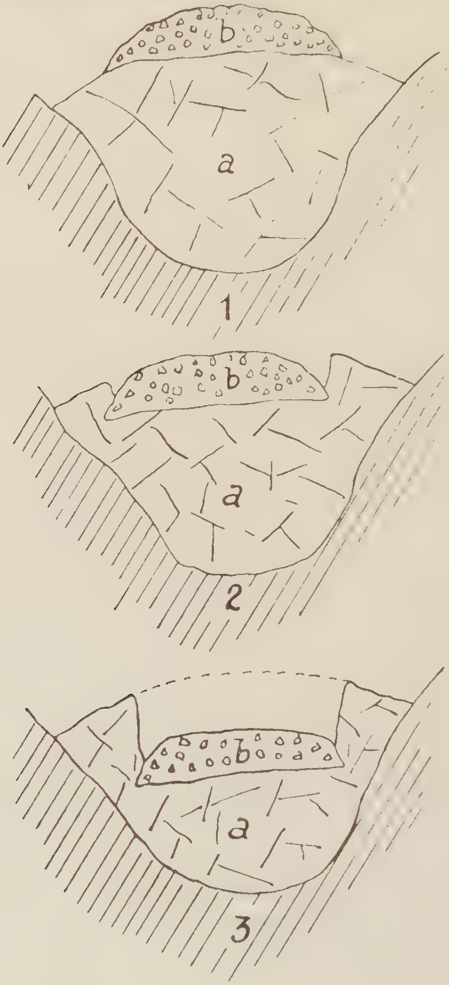


Fig. 3 - Le varie fasi dell' infossarsi di una colata lavica sovrapposta e la formazione di solchi per azione meccanica; a - colata che ha riempito un solco vallivo; b - colata sovrapposta che si infossa sempre più.

sempre verticali, e presentano, di frequente, delle striature nel senso della direzione di deflusso della lava.

Le pareti laterali possono raggiungere anche alcuni metri di altezza, così il canale che si osserva nella parte più elevata del Fosso Fontanelle ha le pareti verticali laterali, alte da 4 a 6 metri. Solchi del genere si osservano un po' dappertutto, ma oltre quello del Fosso Fontanelle sono da ricordarsi per la loro entità quelli che si notano tra M.te Finocchio superiore e quello inferiore e quelli che appaiono lungo i pendï sovrastanti a Milo e Rinazzo. Giova mettere in rilievo il fatto che dove non si sono manifestate delle sovrapposizioni laviche mancano questi canali, ciò che permette di escludere ch'essi siano dovuti, come talvolta è stato sostenuto, dall'insaccarsi della superficie della corrente lavica, sopra dei vuoti creati dal defluire, sotto la copertura ormai rassodata, della lava fluida.

Del resto un simile modo di formarsi dei solchi centrali di diverse colate non può spiegare la presenza delle pareti verticali ai loro lati. L'annesso schizzo dà un'idea del formarsi delle depressioni centrali delle colate laviche.

Quando le colate laviche si affiancavano, si osservavano due casi; se le due colate laviche erano molto vicine, allora esse si fondevano e, tra la prima fluita e la successiva, non appare nessun distacco morfologico ed in seguito le due colate non si possono distinguere l'una dall'altra. Se invece le due colate si affiancano soltanto con i loro margini, allora esse mantengono la loro individualità morfologica ed un solco più o meno marcato le distingue facilmente l'una dall'altra.

Interessante fu, durante la prima fase eruttiva, il fenomeno della cascata lavica nel Fosso della Cava Secca, attiva dal 4 al 5 gennaio 1951. La colata lavica, giunta sul ciglio della cascata, si rompeva, mentre i blocchi raffreddati ed oscuri della sua superficie, cadevano con fragore, superando un salto di una quarantina di metri nel fondo della cava; la parte incandescente della lava, giunta sul ciglio, si spezzava in brandelli più o meno grandi che precipitavano al fondo, dove si formava una conoide di materiale nero, sulla cui superficie rotolavano pochi massi incandescenti e molti oscuri.

La lava incandescente passava sotto la corazza raffreddata della conoide lavica e rigenerava la colata, che, riapparendo a giorno ai piedi della conoide, continuava la sua corsa, pur rallentata, per ancora 630 metri. La perdita di calore durante il salto faceva sì che la colata rigenerata, oltre che meno calda, era anche di assai minor volume di quella che si affacciava sul ciglio superiore del salto. Nell' insieme, il fenomeno nel suo aspetto morfologico rassomigliava a quello dei ghiacciai rigenerati ai piedi di appicchi.

Un'altra caratteristica delle lave di questa lunga eruzione è quella delle numerose colate effimere. Sotto tale designazione intendiamo quelle colate che si generano dalle colate già fluite e che portano a giorno della lava incandescente, che scorre sotto la superficie, ormai solida, di una colata; esse si potrebbero anche denominare colate di II ordine, essendo dipendenti da quelle fluite direttamente dalla bocca effusiva. Il loro punto di emergenza può venir designato col nome di pseudo-bocca, non avendo esso, e ciò è ovvio, nessun rapporto diretto con il condotto effusivo.

Le colate effimere furono numerose su tutto il vasto campo lavico e furono di portata assai diversa, da un piccolo rigagnolo insignificante a colate che raggiungevano delle dimensioni da uno sino a due chilometri di lunghezza per una cinquantina di metri di larghezza e che, abbandonando il letto della colata primaria, si estesero su terreno ancora libero, provocando così altri danni. Quest'ultimo fatto si è verificato, a preferenza, in Val Calanna, mentre che negli altri settori esso ha avuto minor importanza.

Le pseudo-bocche si formavano improvvisamente ed in modo del tutto silenzioso, tanto che talvolta la lava fluida appariva improvvisamente a pochi passi di distanza. L'affiorare della lava in superficie della colata già rassodata era dovuto a fenomeni di rifusione della corteccia lavica fredda, chè solo in tale modo si può spiegare il suo apparire silenzioso ed improvviso in superficie.

Raramente è stato osservato un accenno ad esplosioni e più raramente ancora sono stati osservati intorno alle pseudo-bocche brandelli e frammenti di lava che fossero indizio di una attività esplosiva anche modesta. In ogni caso l'attività esplosiva, sempre però di limitata durata e potenza, è stata di carattere subordinato e l'aprirsi delle pseudo-bocche fu dovuto in grande prevalenza ai fenomeni di rifusione della corazza lavica che faceva da serbatoio a quella ancora fusa.

Le pseudo-bocche s'aprivano sulla superficie della colata lavica, già ferma, e da esse sgorgava, tranquillamente, la lava che assumeva all'origine una velocità variabile con la pendenza del terreno.

Così mentre sui pendii ripidi come ad esempio nei diversi tratti del Fosso Fontanelle, dove le colate effimere apparvero a diecine, esse raggiungevano, presso le bocche, anche velocità di 2.5-3 chm. all'ora, nei tratti quasi pianeggianti del Piano Bello, dove pure esse furono frequenti, non superavano, all'inizio, la velocità di 3-400 metri orari.

Il deflusso della lava dalle pseudo-bocche era del tutto tranquillo senza emissione di vapori e si udiva il solito fruscio dovuto all' attrito della lava fluida sulle pareti del canale di deflusso che si formava anche in questo caso per fusione della lava già rassodata al contatto con quella fluida. Esso rassomigliava in tutto al deflusso tranquillo che si osservava nella seconda fase dell'eruzione, alla bocca effusiva.

Raramente, due o tre volte, si osservarono delle bolle di gas, che però non scoppiarono, ma dopo un breve percorso vennero riassorbite dalla lava incandescente, che presto si rivestiva di scorie raffreddate nere, le quali saldandosi insieme davano origine a svariate forme di raffreddamento, che nel loro insieme possono venir raggruppate tra le lave cordiformi e le lave a lastroni.

La prima parte a raffreddarsi ed a divenire oscura era data dalle increspature della superficie lavica incandescente, la quale assumeva così un aspetto arricciato. In un tempo successivo tutta la superficie diveniva oscura raffreddandosi in forme varie. Così, se il pendio non era molto ripido e di conseguenza la velocità della lava non era molto grande, o, ciò che porta allo stesso risultato, la lava non aveva una temperatura molto elevata e quindi era assai viscosa, tutta la superficie si raffreddava in grossi lastroni rugosi e che formavano una superficie contigua, più o meno ampia.

Se il movimento della lava, per maggior portata della colata, continuava, allora i lastroni venivano spezzati, si accavallavano e finivano per venir frantumati e, con lo sfregamento reciproco, ridotti in piccoli frammenti, cosicchè la superficie della colata effimera rassomigliava, poi, nella sua parte inferiore, ad una lava a blocchi, con elementi di solito più piccoli di quelli di un lava primaria e senza la presenza di blocchi più grossi.

I lastroni che assumevano spesso, sotto la spinta della lava in movimento, una posizione verticale, dando così luogo a zone estremamente tormentate e di difficile accesso, si spezzavano successivamente in frantumi più o meno grandi e ciò in seguito agli squilibri di tensione interna che si manifestavano a causa del loro raffreddamento. Si è verificato spesso il caso che lastroni (sino a 3 m × 4 m.) si sono, nel giro di pochi giorni, frantumati del tutto e non era possibile individuarli.

Altre volte, e ciò vale per le colate effimere di scarsa portata e con lava ad alta viscosità a causa della temperatura poco elevata, la lava assumeva un aspetto cilindrico contorto in varia guisa, sino a snodarsi, con un aspetto di vite. Simili forme sono molto frequenti e sono tipiche delle colate effimere di piccola portata.

Le pseudo-bocche delle colate effimere non mostrano, dopo il loro raffreddamento, nessuna cavità beante e non si può penetrare attraverso ad esse nelle cavità interne della colata lavica, formatasi dal deflusso delle lave. Le grotte di scolamento lavico, che sono frequenti nelle lave etnee, non comunicano in origine con la superficie, ma esse divengono accessibili solo in un secondo tempo, quando per il crollo di una parte della loro volta, si stabilisce una comunicazione tra le cavità e la superficie terrestre. E' evidente che, al momento attuale, le colate laviche della recente eruzione non presentano ancora nessuna galleria di scolamento lavico, già aperta.

Forme, almeno in parte, simili a quelle delle colate effimere presentano le lave emesse nella seconda fase dell'eruzione e che si sono accumulate nella parte più alta della Valle del Bove, nella zona posta tra M.te Simone, i Monti Centenari, il M.te Finocchio superiore ed il ciglio della Rocca Musarra.

La lava sgorgava dalla bocca effusiva povera di gas, e subito dopo la sua uscita, essa, come abbiamo detto, scorreva in canali coperti per riapparire a giorno più in basso. Essa aveva quindi le stesse caratteristiche fisiche della lava che alimentava le pseudo-bocche, e cioè, pochi vapori, viscosità media e temperatura elevata, cosicchè al suo riaffiorare a giorno, con fenomeni simili alle pseudo-bocche, essa dava origine a forme più o meno identiche e ciò tanto più se le colate non erano molto alimentate. Se invece le colate che si sovrapponevano le une alle altre erano di maggior volume, allora esse, in seguito alla successiva frantumazione degli elementi grossolani (lastroni e corde), assumevano l'aspetto di lave a blocchi. Un tale aspetto assunsero anche le colate dell' ultima fase dell' effusione lavica, quando la lava, dopo le alluvioni dell'ottobre 1951, non scorreva più nel canale, ma abbandonatolo, rimaneva sempre in superficie.

Le lave venute a giorno dopo il loro deflusso epi-sotterraneo si rappresero sotto varie forme che, data la maggior portata del loro deflusso, assunsero, come già si disse, forme simili a quelle delle colate effimere, ma con uno sviluppo assai più imponente.

L'aspetto morfologico di tali lave appare complicato, perchè accanto a delle lave fluenti in via epi-sotterranea, percorrenti cioè un canale ricoperto da scorie, si notano anche delle colate effimere, che hanno per lo più la loro origine in intumescenze laviche, che si sono formate in diversi punti del campo lavico, ma specialmente nel tratto tra M.te Lepre e M.te Finocchio superiore.

Il campo lavico, formatosi durante la seconda fase dell'eruzione, differisce, per il suo aspetto, in modo marcato da quello derivato dalla prima fase eruttiva, ed il confronto tra la superficie della lava emessa dalle bocche superiori (a frammenti) e quella in questione è molto istruttivo.

Le forme di raffreddamento più diffuse sono date da lave a cilindri più o meno regolari con diametro sino a 30-40 cm. e che presentano spesso delle strozzature. Essi sono di frequente contorti ed accavallati, sì da rassomigliare ad un groviglio di budella. Altre volte le curvature sono ampie e presentano superfici semi-sferiche, più o meno intensamente ondulate e dall'aspetto rugoso.

Meno frequenti sono le vere e proprie lave cordiformi, con i singoli cilindri di piccole dimensioni (massimo 15 cm. di diametro) ben formati, ma di limitata estensione; ben si può dire che la presenza della vera lava cordiforme è più che altro episodica.

Altra forma assai diffusa invece è quella della lava a lastroni, che in certi tratti assume un netto predominio sulle altre forme. Spesso i lastroni più o meno orizzontali si allungano per una trentina di metri e sono larghi sino a due; essi sono per lo più attraversati da fratture, lungo le quali i lastroni sono spostati. Talvolta i lastroni sono rotti ed accavallati per le susseguenti spinte della lava fluida sottostante.

In tutte queste forme le fratture sono frequenti; esse sono spesso larghe sino ad un metro e profonde sino a due e rendono il terreno assai aspro e di difficile transito. In qualche tratto appare anche della lava a blocchi, derivata, come avviene per le colate laviche di secondo ordine, dalla frantumazione, per sfregamento ed urto, dei lastroni lavici.

Le intumescenze laviche non sono rare, le più notevoli sono in numero di tre; esse si estendono nel tratto del campo lavico che va dalla zona di fronte ai M.ti Centenari alla zona di M.te Finocchio superiore, che emerge con uno spuntone roccioso, alto circa sei metri, dalle lave. L'accumulo di lava delle diverse intumescenze varia dai 60 agli 80 metri; esse hanno dato luogo a correnti di secondo ordine, che formano, con i lastroni e le lave a budello, un groviglio inestricabile. I fenomeni di contrazione poi hanno frantumato anche dei grossi blocchi e l'esalazione dei gas, durata, in rapporto al maggior accumulo lavico, più a lungo, ha decolorato le rocce.

Il colore biancastro che assumono così le parti più elevate di questi accumuli lavici può facilmente trarre in errore, facendo ritenere cioè la presenza, in mezzo al campo lavico, di rocce vulcaniche antiche, che nella Valle del Bove assumono spesso tale colorazione.

In corrispondenza alle intumescenze, la temperatura della lava è ancora abbastanza elevata; alla metà dell'agosto del 1952 essa si aggirava, in quella più elevata, intorno ai 250° allo imbocco delle numerose fratture, sicchè senza una leggera brezza era assai penoso trattenersi su di essa.

Il fronte delle colate laviche, quando queste scorrevano su terreni incoerenti, esercitava su di essi una vera e propria azione di escavazione. La massa di terriccio veniva spinta in avanti costituendo dei cilindri di terra che si movevano lentamente. Fenomeni del genere si osservarono a preferenza là dove il terreno sul quale scorreva la lava era pianeggiante; così in Val Calanna e, nella seconda fase effusiva, nella zona tra M.te Lepre ed i M.ti Centenari.

La lunghezza delle colate laviche della prima fase dell'eruzione, emesse dalla bocca effusiva superiore, non si può misurare che sino alla loro confluenza con le lave date dalla bocca effusiva principale. Infatti, già dopo alcune ore la massa lavica emessa da quest'ultima bocca era giunta nella zona tra M.te Finocchio superiore e quello inferiore, ricoprendo le lave emesse in precedenza dalla bocca effusiva superiore, che erano già giunte in tale zona.

La lunghezza della prima colata, dalla bocca effusiva superiore al suo incontro con le lave emesse dalla bocca effusiva inferiore, è di 2160 m.; essa raggiunge sui ripidi pendii tra la Valle del Leone e la Valle del Bove una pendenza massima di 26°30′.

Le varie colate provenienti dalla bocca effusiva principale e fluite nella prima fase dell'eruzione raggiungono delle lunghezze che vanno dai 9735 m., di quella che attraverso il Fosso Fontanelle scese sino a 625 m. s.l.m. nella Cava Grande, ai 7428 m. delle colate che si fermarono a 980 m. s.l.m. sul fondo pianeggiante della Val Calanna. Le colate che si arrestarono sui pendii sopra Milo e Rinazzo hanno delle lunghezze che oscillano tra gli 8200 e gli 8430 m.; esse si sono arrestate tra gli 860 e gli 875 m. s.l.m. Più in basso è giunta la colata che, tagliata la rotabile Milo-Furnazzo, si fermò a 775 m. nel Fosso Cacocciola, raggiungendo una lunghezza totale di 8430 m.

La pendenza del terreno sul quale corsero le varie colate laviche è diversa; in alto, tra la bocca effusiva e la base del M.te Simone, si registrano pendenze tra i 29° ed i 30°, seguono terreni meno inclinati, con pendenze varie tra i 10° ed i 12° più a monte ed i 7-8° nella zona di M.te Finocchio superiore. Segue poi il pendio ripido (20°) prima di giungere al M.te Finocchio inferiore, dopo di che i terreni sul Piano Bello hanno un andamento più riposato (5-7°) per acquistare successivamente una maggior ripidità più a valle, ripidità che tocca la media di 10°, ma giunge a valori massimi di 15°.

Per le lave arrestatesi sopra Milo e Rinazzo, si osserva il fatto ch'esse sono scese più in basso in rapporto alla pendenza del terreno sul quale esse corsero con le loro parti più estreme.

8. - Quantità di materiale solido emesso.

La quantità di materiale solido emesso durante tutta l'eruzione dalle bocche esplosive ed effusive si può, con una certa esattezza, calcolare per la massa lavica, determinando le aree dei vari settori delle colate e tenendo conto del loro spessore medio che risulta dalle osservazioni dirette, derivate in parte dalla conoscenza della morfologia pre-eruttiva del terreno e dalla differenza tra le quote altimetriche dei vari punti prima e dopo l'accumulo lavico.

Meno esatta, ma ancora capace di dare una visione sufficientemente realistica del fenomeno è la valutazione dei materiali incoerenti emessi dalle bocche esplosive. A parte il calcolo del volume dei vari conetti e dossi, creati dall'accumulo di materiali, che risulta abbastanza esatto, assai più aleatoria è la stima del materiale minuto trasportato a distanza e del quale, la parte più sottile lanciata più in alto e trascinata in diverse direzioni dalle variabili correnti aeree, più o meno lontano, sfugge del tutto a qualsiasi valutazione.

Le colate laviche occupano una superficie totale di 10.43 chmq.; di questi 0.51 spettano alle colate emesse dalla bocca effusiva superiore, attiva, come già si disse, solo per poche ore. Il resto e cioè 9.82 chmq. è dato dalle lave fuoriuscite dalla bocca effusiva principale; di questa superficie 9.35 chmq. furono occupati dalle lave della prima fase eruttiva, mentre, quelle della seconda fase (esclusivamente effusiva) si estesero per 3.07 chmq., dei quali 2.4 chmq. sulle lave precedenti ed il resto su terreni rimasti risparmiati da esse.

Nell'insieme, la massa lavica ammonta a 171 milioni di m^3, ciò che alla densità media 2.8 fa ben 479 milioni di tonn. Del totale di questa massa spettano 1.8 milioni di m^3 alle lave emesse dalla bocca effusiva superiore, 96.5 milioni di m^3 spettano alle lave emesse dalla bocca effusiva principale nella sua prima fase di attività ed il resto (72.7 milioni di m^3) è stato prodotto sempre dalla bocca effusiva principale, nella seconda fase eruttiva, esclusivamente effusiva.

La proporzione tra i diversi dati sopraesposti mettono in evidenza i caratteri del flusso lavico, durante questa lunga eruzione.

Di assai minor volume sono stati i materiali incoerenti (scorie, grosse e minute, bombe vulcaniche, ceneri ecc.) emessi durante la fase esplosiva; essi sono stati calcolati a 632.000 m^3, pari a circa 1.74 milioni di tonn. Di tali materiali 284.000 m^3 spettano al volume dei conetti formatisi intorno alle varie bocche esplosive, e di questi più di due terzi (197.000 m^3) spettano al cono principale, il M.te Gaetano Platania, il rimanente appartiene ai materiali sparsi a maggior distanza intorno alle bocche esplosive e che non contribuirono alla costruzione dei conetti, ed al materiale più leggero lanciato a distanze più o meno grandi.

Per quantità di materiali lavici emessi, l'eruzione del 1950-1951, va ascritta alla II classe distinta dal SAPPER (1) mentre che per il volume dei materiali incoerenti essa appartiene alla V classe dello stesso autore. Il rapporto $\frac{\text{materiali incoerenti}}{\text{lava}}$ è pari a $\frac{1}{275}$, ciò che conferma, se mai v'era bisogno, la netta prevalenza della fase effusiva su quella esplosiva, di questa eruzione.

9. - Le modificazioni morfologiche apportate dalle lave.

La massa lavica ha modificato profondamente l'aspetto della parte centro-settentrionale della Valle del Bove ed ha creato con i suoi accumuli tutta una nuova morfologia. I terreni occupati dalle lave recenti erano in parte costituiti da terreni sabbiosi di riporto che si estendevano, ricoprendole in parte, su antiche lave di data incerta e su lave di epoca storica, ed in parte erano formati da colate laviche abbastanza recenti (1811, 1852, 1869) che mostravano ancora le loro aspre superfici e sulle quali si erano insediati solo pochi arbusti.

---

(1) SAPPER K. - *Beiträge zur Geographie der tätigen Vulkane*, in Zeitschrift f. Vulkanologie, Bd III, Berlin 1916-17.
ID. - *Vulkankunde*, Stuttgart 1927.

Le lave percorsero un poco profondo, ma abbastanza largo solco, che dalle pendici site tra la Valle del Leone e quella del Bove scendeva verso la parte superiore del Piano Bello, rasentando il M.te Finocchio superiore lungo il suo fianco settentrionale e lasciando alla sua sinistra il M.te Finocchio inferiore.

Nella parte alta del Piano Bello, il solco che si dirigeva verso il Fosso Fontanelle disperdeva acque e detriti sul Piano stesso, sì che a difesa di questo vennero costruiti dei potenti argini in blocchi squadrati di lava. Le masse laviche seguirono l'andamento del solco, seppellendolo del tutto e deviando in corrispondenza dei tratti dove il pendio era assai poco accentuato e lo spartiacque tra le varie zone di deflusso idrico quasi indifferente. Così ai piedi del ripido pendio sotto M.te Finocchio superiore, da dove le lave scesero sia verso il Piano Bello che verso Val Calanna ed il Fosso Fontanelle e nella parte alta del Piano Bello, da dove le colate corsero sia verso Milo che verso il Fosso Fontanelle.

Le varie colate laviche, sovrapponendosi ed affiancandosi riuscirono spesso a creare delle inversioni del rilievo e là dove prima dell'eruzione esisteva un solco erosivo ora si nota un rilievo, dovuto all' accumulo di materiali lavici che in qualche tratto superano, come già si disse più sopra, i cinquanta metri di spessore. Il M.te Finocchio superiore è stato quasi del tutto sepolto dalle lave e solo un breve spuntone, non più alto di otto metri, emerge dal vasto campo di lava.

Le « dagale » che si osservano nel campo lavico, mostrano quasi tutte un'inversione del rilievo; si tratta in gran parte di zone in origine rilevate.

Intorno a questi rilievi, le correnti laviche recenti si sono arrestate pur aumentando di spessore in modo da divenire più

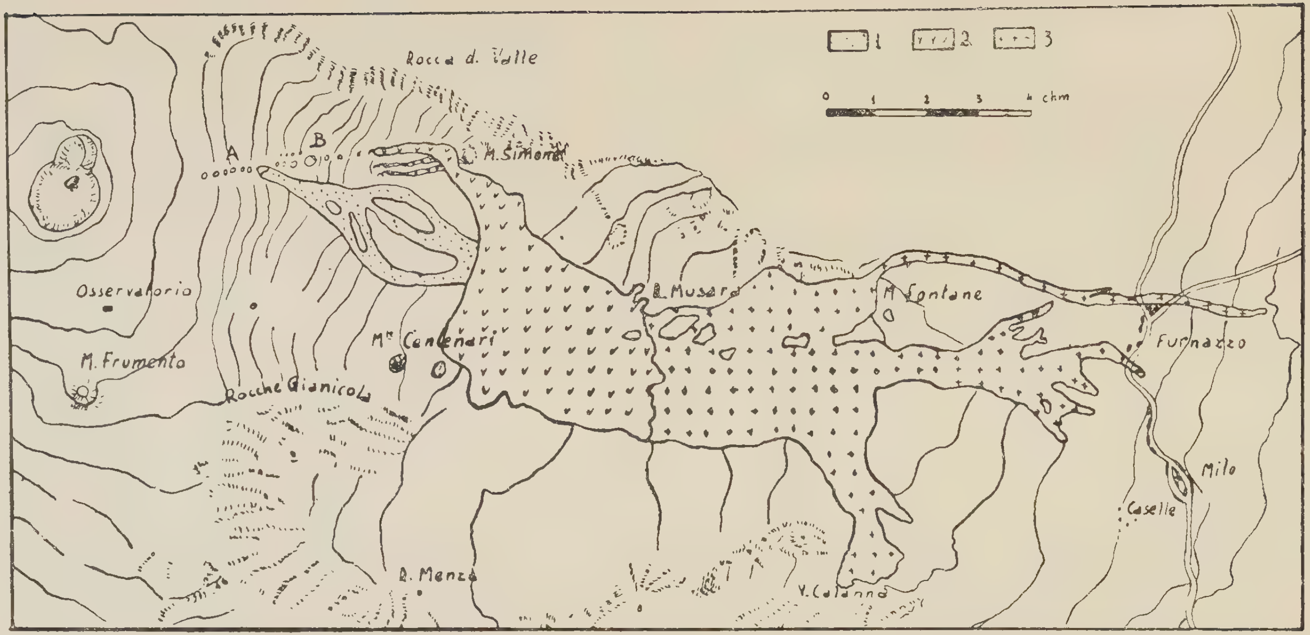


Fig. 4 - Le colate laviche dell' eruzione 1950-51. Rilievi alla bussola di CUMIN G. A - sezione superiore dell'apparato eruttivo; B - sezione inferiore dell' apparato eruttivo; 1 - lave del primo efflusso (25-XI-50); 2 - lave della seconda fase effusiva principale; 3 - lave della prima fase effusiva principale.

elevate del rilievo primitivo, che ha con la sua pendenza arrestato la corrente lavica in discesa.

Il rilievo originario appare, oggi, come una depressione tra masse laviche che lo circondano con ripidi fronti alti anche sino a 6-8 metri. Si è verificata così una inversione del rilievo causata dall'accumulo lavico intorno ad una zona lasciata libera dalla lava stessa. Dagale di questo tipo si riscontrano con una certa frequenza nella zona del Piano Bello. Esse devono la loro origine all'arresto, verso monte, del fronte della colata lavica discendente, alla sua deviazione ai lati del rilievo primitivo ed alla sua congiunzione a valle. Il rilievo così circondato non venne sepolto, ma intorno ad esso le masse laviche aumentarono, per successivi apporti, di spessore, sino a causare la descritta inversione del rilievo.

Le correnti laviche che invasero i solchi erosivi del Fosso Fontanelle e più a valle quello della Cava Grande e quella che ha occupato, in parte, il Fosso Cacocciola hanno causato una notevole alterazione del sistema idrografico, sul quale, del resto, hanno inciso anche le masse laviche della zona media ed alta della Valle del Bove, le quali hanno decapitato dei sochi erosivi che scendevano dalle pendici superiori della valle.

Infatti in qualche zona, così, ad esempio, a sud-est di M.te Lepre, i solchi erosivi che scendono dalle pareti nord-ovest della Valle del Bove, sono stati decapitati dalle masse laviche e, mentre l'acqua è penetrata tra le fenditure della lava, dove essa in gran parte si è evaporata, i detriti ch'essa trascinava si sono depositati al contatto con le lave, formando campi di detriti che prima non esistevano; campi che nelle loro zone marginali hanno anche ricoperto, in parte, le lave recenti.

Nei solchi erosivi di Fosso Fontanelle e Fosso Cacocciola, le acque hanno inciso di fianco alle lave nuovi solchi che, sia in grazia del terreno, costituito da tufi terrosi molto teneri, ma anche a causa delle forti precipitazioni cadute nell'ottobre del 1951, si sono rapidamente approfonditi. Le acque hanno scavato dei solchi larghi non più di 1.5 metri e profondi sino a tre o quattro metri, solchi che sono incisi nei terreni posti a fianco delle correnti laviche. Spesso abbondanti detriti coprono qua e là le lave che sono corse nel fondo dei solchi erosivi e tali depositi permettono già l'esistenza, sulle lave, di numerose piante erbacee.

Coperta da numerosi detriti, dovuti in parte a piccole frane provocate dal nuovo assetto idrografico, appare pure la grande conoide lavica ai piedi del salto della Cava Grande.

Nell' insieme le masse laviche hanno agito, come fattori morfogenetici, sia in via diretta, con i loro accumuli, che in via indiretta, mediante la loro influenza sul nuovo assetto del sistema idrico di deflusso, che, sepolto sotto di esse, ha dovuto assumere un nuovo e diverso andamento, dando così luogo a nuove forme del terreno.

10. - La struttura petrografica delle lave.

L'aspetto petrografico delle lave emesse non differisce da quello delle lave delle eruzioni precedenti. Macroscopicamente esse mostrano un colore grigio-ferro oscuro che giunge sino quasi al nero.

Nella massa fondamentale, si osservano, ad occhio nudo, lamelle lucenti di feldspati e, meno abbondanti, dei cristallini e dei granuli di augite e più raramente di olivina. Di frequente si osservano delle piccole cavità dovute ai gas del magma. Esse sono più frequenti nella parte superiore delle colate laviche, mentre che nelle parti mediane e profonde la struttura appare compatta e priva di vacuoli.

Le singole colate mostrano, già ad occhio nudo, una certa differenza, che più che altro poggia sul diverso colore di esse. Così le colate effimere mostrano di solito un colore più nero e superfici più brillanti delle colate normali. Le lave corse durante la prima fase effusiva assumono, in superficie, un colore rossastro.

Osservati i campioni delle singole colate, in sezione sottile si notano delle notevoli differenze nella loro tessitura e che riguarda più che altro le influenze dell'ambiente sui fenomeni della cristallizzazione extra-tellurica (seconda fase).

Mentre in tutti i campioni esaminati i grossi fenocristalli di segregazione intra-tellurica mostrano gli stessi caratteri, la massa fondamentale registra delle notevoli variazioni sia nello sviluppo più o meno abbondante dei microliti che delle loro forme.

I campioni di lava provenienti dai diversi fronti lavici mostrano una tessitura analoga. Vi si osserva poco vetro giallo-verdastro, numerosi microliti di feldspati calco-sodici, che mostrano due diversi sviluppi cristallografici. Più grandi, ma meno frequenti, sono delle forme corte e larghe, mentre assai più abbondanti appaiono delle strutture strette ed allungate. Queste ultime sono, a quanto si può giudicare dall'esame dei vari campioni, di ultima segregazione e la loro frequenza è inversamente proporzionale a quella del vetro.

Numerosi sono i microliti di augite, mentre scarsi sono i granuli di olivina. Frequentissimi sono invece i granuli di magnetite di seconda segregazione, che si mostrano nelle sezioni sottili, sia sotto forma di sezioni quadrate che in minuti granuli formanti come una sottilissima polvere che intorbida tutta la sezione.

I microliti feldspatici mostrano dei valori di estinzione che li fanno ascrivere a della labradorite basica; si osservano pochi individui che si possono riferire a dei termini tanto più acidi che più basici e cioè all'andesina basica ed alla bytownite acida. I microliti son di solito limpidi quasi senza inclusioni, di frequente appare in essi la geminazione secondo la legge dell'albite.

I fenocristalli più abbondanti sono quelli dei feldspati calco-sodici che appaiono diffusi in tutte le sezioni, ai quali seguono quelli di augite, di magnetite e di olivina. Infatti da una media delle misurazioni eseguite risulta che, su cento fenocristalli osservati, 69,4 appartengono ai feldspati calco-sodici, 14,8 all'augite, 13,4 alla magnetite-ilmenite e solo 2,4 all'olivina.

I fenocristalli dei feldspati calco-sodici mostrano due fasi di segregazione delle quali la prima ha dato dei cristalli più grandi, sviluppati secondo (010) ma anche abbastanza larghi, la seconda invece ha dato dei cristalli più sottili e più allungati. Si osservano anche altre differenze tra le due serie di fenocristalli, così, di solito, quelli più grandi e di primissima segregazione, appaiono con tipi più basici, spesso zonati e con numerose inclusioni. Essi mostrano di frequente delle corrosioni magmatiche, talvolta tanto avanzate da lasciare soltanto dei frammenti irregolari di cristalli. I grossi fenocristalli sono quasi sempre geminati secondo la legge dell' albite e le lamine di geminazione appaiono per lo più larghe; poco frequenti sono invece i geminati secondo la legge di Carlsbad.

Numerose sono le inclusioni in questi cristalli; esse consistono, per lo più, di vetro giallo verdastro, che solo di rado mostra delle inclusioni gassose. Il vetro si osserva spesso disposto nella parte centrale dei fenocristalli, dove i singoli frammenti, di forma irregolare, non presentano nessuna disposizione particolare; altre volte i frammenti di vetro formano uno strato di vario spessore verso il bordo del cristallo. Allora il vetro si presenta sotto forma di bastoncelli più o meno regolari, disposti normalmente agli spigoli del cristallo; assai più rari sono i cristalli che appaiono tutti occupati dalla massa vetrosa. Quasi sempre i singoli cristalli soon delimitati verso l'esterno da uno strato privo di inclusioni, e perciò limpido.

Nelle numerose sezioni fu osservato un solo fenocristallo che mostrava, a partire dal nucleo, zone ricche di inclusioni vetrose alternate con altre prive affatto di esse.

Le altre inclusioni sono meno frequenti; si notano rari granuli di apatite, qualche piccolo cristallo di augite e più di frequente granuli e sezioni quadrate di magnetite, mentre l'olivina, per lo più in granuli, è rara.

I grossi fenocristalli appartengono principalmente alla bytownite basica, meno frequenti sono tanto i termini più acidi che giungono sino alla labradorite basica che quelli più basici che arrivano all'anortite acida.

Abbastanza frequenti sono i cristalli zonati, che mostrano verso l'esterno una composizione sempre più acida. Di solito il nucleo è costituito da bytownite ed il bordo da labradorite basica, altre volte si tratta di bytownite più o meno acida ed in un solo cristallo fu notato il passaggio dall'anortite del nucleo alla bytownite acida del bordo del cristallo.

Il secondo tipo dei fenocristalli feldspatici è di segregazione posteriore, esso si presenta con forme più slanciate, di dimensioni più piccole. I cristalli non appaiono mai zonati e non mostrano corrosioni magmatiche; rare vi sono le inclusioni vetrose, che quando si osservano sono per lo più accentrate in istrati verso il margine del cristallo.

Quasi tutti questi cristalli appaiono geminati secondo la legge dell'albite ed i loro angoli d'estinzione indicano che trattasi di bytownite e più raramente di labradorite basica.

L'augite è il minerale che segue, per frequenza, i feldspati calco-sodici; essa appare sia in grandi (2-4 mm.) cristalli isolati che in gruppi di cristalli ed allora più piccoli e spesso associati a cristalli di olivina, magnetite e talvolta anche a qualche feldspato calco-sodico più basico (bytownite basica ed anortite acida). Questi aggruppamenti rappresentano delle segregazioni basiche più antiche.

L'augite è presente con le seguenti forme cristallografiche: (100), (010), (110) e (111); non molto frequenti sono i geminati secondo (100) che si distinguono solo a Nicols incrociati. I singoli cristalli appaiono leggermente pleocroici con c=a==verde e b=verde bottiglia pallido; qualche volta si osserva una struttura zonata che si fa manifesta nella lieve differenza di colore. Le tracce di sfaldatura sono ben visibili e l'angolo C:c oscilla intorno ai 45°.

I cristalli più grandi mostrano spesso notevoli fatti di assorbimento magmatico che si osserva all'incontro assai di rado nei cristalli più piccoli. Le inclusioni nelle augiti non sono frequenti, si tratta per lo più di magnetite, di qualche granulo di olivina, di rari granelli di apatite e di qualche sporadico cristallino di feldspato.

L'olivina è poco frequente; essa appare per lo più in granuli a spigoli arrotondati, rare sono le sezioni esagonali a contorno ben delimitato. Il minerale si presenta sempre incolore e senza nessuna alterazione, frequenti sono i riassorbimenti magmatici.

L'olivina appare sia isolata che in gruppi di cristalli insieme all'augite ed alla magnetite. Rare sono le inclusioni che consistono in granuli di magnetite, piccoli cristalli di augite ed assai più di rado, in vetro, talvolta con bolle d'aria.

La magnetite titanifera è, come prodotto di segregazione intra-tellurica, abbastanza frequente e si presenta in cristalli a sezioni ben sviluppate od in grossi granuli più o meno rotondeggianti che raggiungono dimensioni massime di 1 mm.

La magnetite mostra spesso profonde corrosioni magmatiche che sono più frequenti nei cristalli o nei granuli più grossi.

Poco frequenti sono le inclusioni, formate per lo più da granuli di augite, assai rari sono i granuli di olivina.

Se, come è stato accennato più sopra, i fenocristalli dei singoli minerali presentano in tutti i campioni gli stessi caratteri, le varie rocce mostrano, a seconda delle loro vicende successive, notevoli diversità della massa fondamentale.

La massa fondamentale, con scarso vetro, molti microliti di feldspati dei due tipi già distinti, granuli e prismetti di augite e molta magnetite di seconda segregazione, è tipica del materiale lavico che ha percorso un lungo tratto di strada e che si è raffreddato lentamente, permettendo così una quasi totale cristallizzazione extra-tellurica.

Un altro aspetto assume al microscopio la massa fondamentale della lava che si è raffreddata rapidamente presso la bocca effusiva principale. Così un campione di roccia, raffreddatasi il giorno 8-II-51 presso il ramo meridionale della ipsilon, mostra una massa fondamentale costituita da vetro giallo-verdastro, nel quale si osservano pochi microliti di forma allungata, pochi prismi e granuli di augite; rara è invece la magnetite di seconda segregazione, di modo che la massa fondamentale appare, al microscopio, limpida.

Le colate effimere, che furono tanto frequenti durante quest'eruzione, mostrano di essersi raffreddate in condizioni diverse.

Così si hanno delle lave con abbondante vetro nella massa fondamentale, pochi microliti feldspatici di forma allungata e con scarsa augite e magnetite; il tutto è indice di un raffreddamento rapido che troncò bruscamente la segregazione extra-tellurica. Altre lave mostrano invece una maggior durata della segregazione extra-tellurica ed hanno quindi una minor quantità di vetro ed un maggior sviluppo di microliti feldspatici, di granuli e prismi d'augite e di magnetite, in piccoli granuli e cristalli.

Un aspetto della massa fondamentale simile a quella delle lave effimere mostrano le lave a corde, a lastroni ed a rotoli, tipiche della lunga seconda fase effusiva dell'eruzione. Anche in queste lave che sono in parte colate in canali chiusi e che solo successivamente sono corse in superficie, si nota la presenza, nella massa fondamentale, di vetro più o meno abbondante, che si riduce di molto con lo sviluppo dei feldspati calco-sodici di forma aciculare e con la apparizione della magnetite di seconda segregazione.

Si osserva tutta una serie di passaggi tra lave ricche e lave povere di vetro. Così un campione di lava « a rotoli », corsa il giorno 16-IX-51 alle falde dei M.ti Centenari, mostra una massa fondamentale costituita in gran parte da vetro giallo, con pochi microliti feldspatici tozzi e corti, scarsa augite e scarsa magnetite di secondo tempo.

Un campione di lava a corde fluita tra il 12 ed il 18 maggio 1951, prelevato nella stessa zona, mostra invece la massa fondamentale con scarso vetro, microliti feldspatici corti e tozzi e molti allungati aghiformi, poca augite, rara olivina ed abbondante magnetite.

Un aspetto un po' diverso presenta la lava che scorse per poche ore all'inizio dell'eruzione (25-XI-50). La sua massa fondamentale è formata da vetro e da microliti feldspatici di forma assai allungata; essi sono numerosi, sì da imprimere l'aspetto caratteristico alla massa fondamentale: essi mostrano in molti punti delle sezioni una ben marcata struttura fluidale. Mancano nella massa fondamentale i microliti feldspatici corti e larghi.

I microliti appartengono in gran parte alla labradorite, meno frequenti sono gli altri termini e cioè dell' andesina basica e della bytownite acida.

I microliti feldspatici appaiono leggermente più acidi di quelli osservati nelle lave emesse dalla bocca effusiva principale. Gli altri componenti della massa fondamentale sono dei granuli di augite, rara olivina e frequente magnetite che appare per lo più in molte sezioni quadrate. Solo in qualche plaga si osserva un addensarsi delle segregazioni magnetitiche, che assumono allora l'aspetto di minuti granuli che rendono torbida la sezione sottile.

I fenocristalli sono i soliti che s'incontrano in tutti i prodotti di quest'eruzione, salvo che quelli feldspatici sono leggermente più acidi di quelli emessi dalla bocca effusiva principale. Si tratta infatti, nella maggioranza, di labradorite basica, con poca bytownite.

L'esame di prodotti clastici emessi dalle bocche effusive superiori mostrano lo stesso aspetto della massa fondamentale della lava di primo efflusso; essi sono costituiti da poco vetro, molti microliti feldspatici di forma allungata, poca augite e magnetite talvolta solo in sezioni ben delimitate, tal'altra invece anche sotto forma di minuti granuli.

La lava emessa durante l' eruzione 1950-51 non differisce nella sua composizione mineralogica da quelle emesse dall'Etna nelle eruzioni più recenti. Si tratta di un basalto augitico o, secondo il concetto di WASHINGTON, di basalto andesitico (1). Esso appartiene al tipo delle lave con fenocristalli di feldspati ed augite distinto dal DI FRANCO (2) e può venir ascritto al primo gruppo (lave ricche di plagioclasio con scarsa augite) distinto da SARTORIUS v. WALTERSHAUSEN (3).

A questo tipo petrografico appartengono tutte le lave, sinora studiate, emesse dall'Etna in questo secolo.

La leggera differenza osservata nella composizione dei feldspati calco-sodici della lava di prima emissione e di quella successiva confermerebbe gli studi dello STELLA STARRABBA (4) che mettono in evidenza il fatto che i primi efflussi lavici sono più acidi di quelli successivi.

Un' analisi chimica eseguita dal collega prof. F. STELLA STARRABBA al quale porgo i miei più sentiti ringraziamenti, ha dato il seguente risultato (il campione proviene dal Fosso Fontanelle ed è colato il 2-I-51):

---

(1) WASHINGTON H. S., AUROUSSEAU M., KEYES MARY G. - *The Lavas of Etna*, Am. Jour. of Science, Vol. XII, Nov. 1926. La definizione di basalto andesitico (Andesine basalt) appare infelice e si presta a confusioni non contenendo invero la roccia che rara andesina.

(2) DI FRANCO S. - *Ricerche petrografiche sulle lave dell' Etna*. Atti Acc. Gioenia di Sc. Nat., S. 5ª, Vol. XVII, Catania 1930.

(3) SARTORIUS v. WALTERSHAUSEN - *Der Aetna*. Leipzig 1880.

(4) STELLA STARRABBA F. - *Sulle lave dell'eruzione dell'Etna del 1928. La variazione della composizione chimica durante il periodo effusivo*, in Bull. Volcanologique, N.i 15-18, Napoli 1928.

SiO_2	46,69
TiO_2	1,82
Al_2O_3	16,76
Fe_2O_3	6,10
FeO	6,36
MnO	0,15
MgO	5,24
CaO	10,57
$(Ba, Sr)O$	0,16
Na_2O	4,66
K_2O	1,51
P_2O_5	0,39
H_2O	0,03
Totale	100,47

La lava appare con un grado notevole di basicità; infatti assai poche delle lave sinora analizzate dell' Etna contengono meno del 47 % di SiO_2. Solo due analisi hanno dato valori inferiori al 46 % di SiO_2 e cioè una lava ricca di olivina della contrada Scelfi presso Biancavilla ed un campione di lava dell' eruzione del 1886 probabilmente analizzato da GENTILE CUSÀ e riportata più sotto.

Questa lava ha la stessa composizione petrografica di quella del 1950-51 ed appartiene al gruppo delle lave con fenocristalli di plagioclasi ed augiti distinta da SARTORIUS v. WALTERSHAUSEN e da DI FRANCO (1). Non si riporta l'analisi dell'altra roccia, data la sua diversa composizione mineralogica. Nè si riporta qui il risultato dell'analisi della lava di Aci Castello, anch'essa di notevole basicità, appartenendo essa alle cosidette manifestazioni sub-etnee (2).

Confrontando le analisi delle lave degli ultimi sessantotto anni, si ha il seguente quadro:

---

(1) SARTORIUS v. WALTERSHAUSEN - Op. cit. DI FRANCO S. - Op. cit.
(2) WASHINGTON H. S., AUROUSSEAU M., KEYES MARY G. - Op. cit.

	I	II	III	IV	V	VI	VII
Eruzione	1883 (1)	1886 (2)	1892 (3)	1908 (4)	1910 (5)	1928 (6)	1950 '51 (7)
SiO_2	47.40	46.86	49.17	49.75	49.15	47.69	46.69
TiO_2	1.26	1.17	1.91	2.45	1.96	1.81	1.82
Al_2O_3	15.95	16.03	18.08	18.30	18.33	17.80	16.76
Fe_2O_3	5.44	5.34	4.32	2.85	3.48	4.56	6.10
FeO	9.54	9.31	6.04	6.28	6.50	5.84	6.36
MnO	0.12	0.12	n.d.	n.d.	n.d.	0.12	0.15
MgO	4.93	5.10	3.90	3.45	3.77	5.03	5.24
CaO	10.26	9.89	9.72	9.76	10.30	10.22	10.57
$(BaSr)O$	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.16
Na_2O	4.41	4.52	4.91	4.96	4.91	4.85	4.66
K_2O	1.36	1.41	1.22	1.89	1.44	1.51	1.51
P_2O_5	0.19	0.22	0.03	0.03	0.03	0.44	0.39
H_2O+	0.16	0.16	0.08	0.40	0.08	0.12	0.03
Totale	100.71	100.23	99.18	100.12	99.95	100.00	100.47

Osservando il quadro delle analisi si nota, a partire dal 1886, un progressivo aumento dell'acidità delle lave emesse, che tocca il massimo in quelle del 1908, si mantiene superiore al 49 % sino al 1911, per diminuire nelle eruzioni successive, toccando

---

(1) Anal. *Silvestri* O. in Id. - *Sull' eruzione dell' Etna scoppiata il dì 22 marzo 1883* - Catania 1883.

(2) Anal. *Gentile-Cusà B.* in Silvestri O. - *Sulle eruzioni centrale ed eccentrica dell'Etna del maggio e giugno,* 1.° e 2.° rapporto al Governo - Catania 1886.

(3) Anal. *Ponte G.* in Id. - *Studi sull'eruzione etnea del 1910,* in Mem. R. Acc. Lincei, S. V., Vol. VIII, Roma 1911.

(4) Anal. *Pisani* in Lacroix A. - *Sur la lave de la récente éruption de l'Etna,* in Compt. Rend. d. l'Acc. des Sciences, Vol. 147, n. 12, Parigi 1908.

(5) Anal. *Ponte G.*, media di quattro analisi, in Id. - Op. cit.

(6) Media di sei analisi, delle quali cinque anal. *Stella Starrabba F.* in Id. - Op. cit. Un'analisi di *Polner E.* in Lengyel E. - *Der Aetna - Ausbruch im Jahre 1928 und sein Gestein,* in Acta Regiae Universitatis Hungaricae Francisco-Josephinae, Szeged 1929.

(7) Anal. *Stella Starrabba F.*

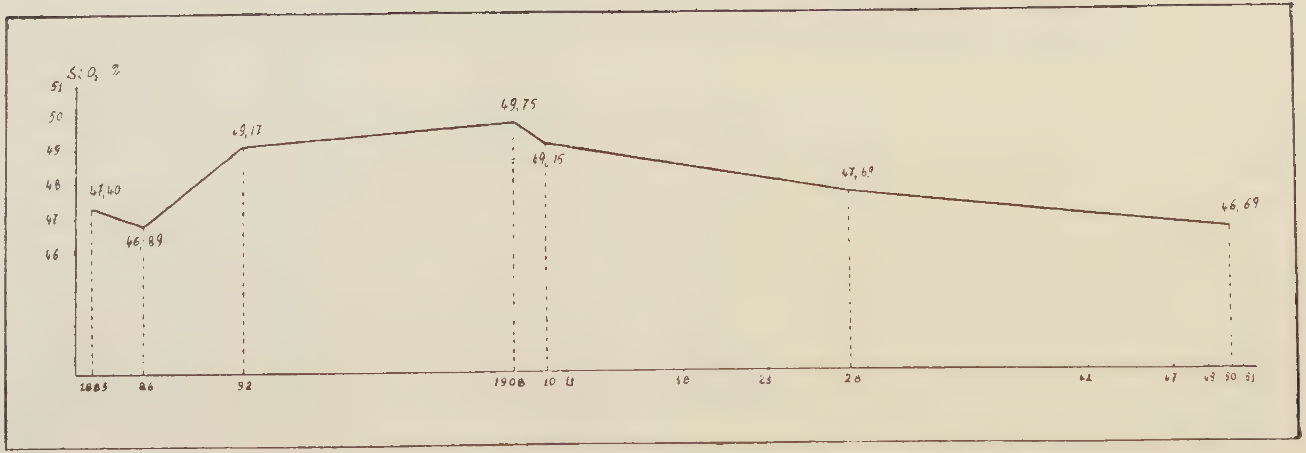


Fig. 5 - Oscillazione del tenore in silice delle lave delle eruzioni più recenti.

il minimo per l'eruzione del 1950-51 e raggiungendo valori leggermente più bassi di quelli del 1886.

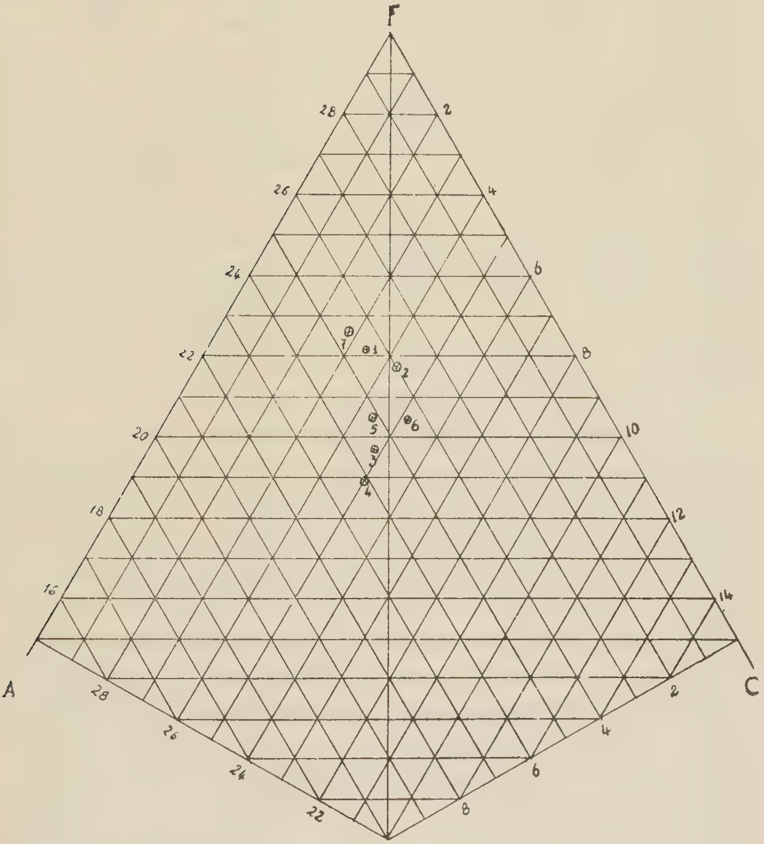


Fig. 6 - Diagramma di Osann. I numeri corrispondono a quelli riportati nel quadro delle analisi.

L'annesso diagramma mette ben in evidenza tale andamento. Sembra che si possa individuare per gli ultimi sessantacinque anni una variazione nella composizione delle lave emesse dal vulcano; ulteriori analisi chimiche, a preferenza di tutte quelle del presente secolo, che non sono state studiate chimicamente, potranno più o meno confermare tale interessante osservazione.

11. - Confronti con altre eruzioni.

L'eruzione del 1950-51 presenta, di fronte alle altre eruzioni etnee, alcune caratteristiche particolari, che meritano di essere messe in evidenza.

Innanzitutto è da rilevare la lunga durata del periodo eruttivo, durata che se non è eccezionale per l'Etna, è certo tra le notevoli sinora verificatesi, in epoca storica, su questo vulcano. D'altra parte devesi osservare che diverse eruzioni avvenute nella zona tra la Valle del Bove e quella sovrastante del Leone sono state caratterizzate da una discreta durata, così, per non citare che le ultime, sulle quali abbiamo notizie più dettagliate, quelle del 1811 e del 1852; esse ebbero una durata di 209 rispettivamente 279 giorni.

Eruzioni di durata superiore ad un anno non sono molto frequenti all'Etna e dal 1500 ad oggi se ne contano, compresa questa del 1950-51, quattro. Di queste la più lunga, quella che si protrasse per circa dieci anni, dal giugno del 1614 a tutto, sembra, il 1624; essa avvenne sul versante nord-ovest del vulcano. Le lave si mantennero per lo più nella parte elevata della montagna e solo occasionalmente si spinsero nei territori boschivi ed in quelli coltivati.

A giudicare dalle scarse e non sempre chiare notizie, l'attività eruttiva fu quasi soltanto effusiva e si verificò, a quanto si può giudicare anche oggi dalla morfologia del campo lavico, tutta una serie di sovrapposizioni che impedirono alla lava di scendere molto in basso.

Un'altra eruzione di durata di più di un anno fu quella del 1634-36 che interessò il versante meridionale del vulcano e che prese origine dal versante sud della Serra del Salifizio; anche questa eruzione fu caratterizzata dalle sovrapposizioni laviche. L'eruzione, che durò diciotto mesi e tredici giorni, fu esplosiva ed effusiva per tutta la sua durata.

Le eruzioni, che molti autori fondono in una sola, nel periodo 1651-53, non appartengono ad un'unica fase eruttiva, ma si tratta invece, a quanto si può arguire dalle non sempre chiare notizie, di tre eruzioni differenti, delle quali due sul versante occidentale (zone sopra Bronte e sopra Adrano) e l'altra sul versante orientale e che ha dato la cosidetta Sciara di Scorciavacca sotto i M.ti Arsi.

Infine anche l'eruzione del 1792-93 iniziatasi il 12 maggio 1792 si protrasse sino al maggio dell'anno successivo; non è nota con esattezza la data della sua cessazione. L'eruzione s'iniziò come terminale, per divenire poi laterale interessando il fianco orientale del vulcano; essa diede bocche poste su tutti e due i versanti della Serra del Salifizio. L'eruzione fu esplosivo-effusiva per tutta la sua durata.

In conclusione, l'eruzione del 1950-51 si trova per durata al quarto posto, tra le eruzioni etnee verificatesi dopo il 1500, e precisamente segue l'eruzione del 1614-1624, quella del 1634-1636 e quella del 1792-93.

L'ultima eruzione presenta anche alcuni caratteri differenti dalle grandi eruzioni che nella prima metà dello scorso secolo interessarono le medesime plaghe dell'alta Valle del Bove; si allude qui alle eruzioni del 1811 e del 1852 che presentano tra loro molte analogie sia nel loro andamento, che nei loro risultati morfologici.

L'eruzione del 1811 scoppiò il 27-X-1811 e terminò il 24-IV-1812; essa s' iniziò con una serie di bocche che dalla parte alta della Valle del Bove arrivava sino sul Piano del Lago; questa prima serie di bocche diede una breve colata lavica che presto cessò di scorrere, si aprirono poi altre bocche più in basso e l'attività esplosiva si accentrò nel punto più basso dove sorse il M.te Simone, ai piedi del quale sgorgò la lava che diede un'importante colata, la quale scese sino ai margini degli abitati di Milo e delle Caselle di Milo.

Quest'eruzione fu caratterizzata da una fortissima attività esplosiva che durò quasi tutto il periodo dell'eruzione, essa cessò alla fine del mese di marzo 1812 e nei primi tempi le esplosioni furono così violente da essere intese sino a Catania e da dare forti disturbi alle popolazioni dei centri più elevati della zona. L'eruzione fu effusivo-esplosiva, ma questa seconda fase fu di notevole intensità.

Di andamento un po' diverso fu l'eruzione del 1852-53, che scoppiò il 21-VIII-1852 alle 0,30; si aprì una frattura nella Serra di Giannicola sulla quale s'impiantarono diverse bocche, e dalle più basse fuoruscì una breve colata di lava. Due giorni dopo la frattura si prolungò a valle e l'attività esplosiva si accentrò in basso dando origine ai due M.ti Centenari. La lava uscì subito a valle del cono inferiore ed intorno alla bocca di deflusso si costituì un conetto a fiancate ripide, oggi ancora ben visibile.

L'attività esplosiva, che fu all'inizio intensa, cessò verso la fine di ottobre; l'effusione lavica durò sino al 27-V-53, dando luogo a sovrapposizioni laviche ed a numerose colate effimere, che fecero sorgere l'errata ipotesi di nuove bocche eruttive.

Se paragoniamo l'eruzione del 1950-51 con quelle brevemente caratterizzate del 1811-12 e 1852-53 vediamo che l'ultima eruzione, pur presentando nel suo meccanismo molte analogie con le due precedenti, differisce da esse per la sua minor attività esplosiva, sì che, malgrado la sua più lunga durata, le sue costruzioni morfologiche sono di assai minor imponenza.

Essa poi presenta la caratteristica che la differenzia da quasi tutte le eruzioni laterali etnee meglio conosciute, e cioè l'avere la bocca effusiva distante 600 metri dalla maggior bocca esplosiva e sita 170 metri più in basso.

Questa caratteristica che incide sull'aspetto morfologico dell'apparato eruttivo è dovuta, con tutta probabilità, al fatto che la frattura eruttiva si è formata, a differenza di quello che è avvenuto nelle eruzioni del 1811-12 e del 1852, sui ripidi pendii che collegano l'alta Valle del Bove a quella del Leone.

Per quanto riguarda la quantità di lava emessa, l'eruzione del 1950-51 occupa un posto notevole tra le eruzioni a forte portata lavica. Essa ha, tra le eruzioni posteriori al 1650, il terzo posto, venendo per quantità di lava emessa subito dopo le eruzioni del 1669 e del 1852-53, le quali secondo i calcoli di SARTORIUS v. WALTERSHAUSEN hanno fornito 980 rispettivamente 420 milioni di metri cubi.

L'eruzione del 1950-51 è stata la più lunga e la più imponente eruzione di questo secolo; essa, da sola, ha fornito il 45.3 % delle lave emesse in questa prima metà del secolo. Infatti le diverse eruzioni hanno dato i seguenti quantitativi di lava (1).

1908	2.1	milioni di m^3
1910	65.0	» » »
1911	42.6	» » »
1918	0.7	» » »
1923	48.7	» » »
1928 (2)	53.2	» » »
1942	1.6	» » »
1947	6.5	» » »
1949	11.0	» » »
1950-51	171.0	» » »
Totale prima metà secolo XX	377.4	milioni di m^3

12. - L'eruzione come fatto antropico.

Il fenomeno eruttivo attirò, specie nella sua prima fase, una folta schiera di curiosi che non giunsero solo dalle località vicine ed in maggior numero da Catania, ma anche dai più lontani centri dell'isola e fuori dell'isola stessa. Per poco più di un mese e mezzo l'eruzione fu un centro di attrazione turistica che fece affluire verso il fronte lavico migliaia di persone al giorno. In un primo tempo, salvo che a Zafferana, i due centri di Milo e di Furnazzo, in parte sfollati, non davano nessuna possibilità di ristoro ai visitatori, ma ben presto si organizzarono posti di ristoro e servizio di guide sino al fronte lavico, servizio più necessario di notte, durante la quale l'afflusso di visitatori era maggiore perchè più terrificante la visione della lava avanzante come una muraglia incandescente. Anche un servizio di animali da soma (muli e somari) si organizzò in breve ed i prezzi, come suole di solito accadere in simili frangenti, furono ben superiori a quelli richiesti normalmente. Si arrivò poi ad istituire posti di ristoro sino in vicinanza del fronte lavico e non mancarono i fotografi ambulanti, pronti a riprendere dei gruppi in vicinanza della lava.

---

(1) I dati relativi sono stati ricavati per il 1910 da VINASSA DE REGNY P. V. - *L' eruzione etnea del* 1910 - *Parte V - Osservazioni geologiche e morfologiche.* Catania 1912. Per le eruzioni del 1908, 1911, 1918 e 1923 sono state calcolati in base ai rilievi cartografici ed allo spessore medio della lava e lo stesso è stato fatto per le eruzioni del 1942, 1947 e 1949; in proposito vedasi CUMIN G., *Appunti sull'eruzione laterale etnea del* 30 *giugno* 1942, Boll. Soc. Geogr. It., S VII, Vol. 8°, f. I, Roma 1943. ID. - *Dati e considerazioni sulla recente eruzione*, in « Vie Economiche » 15-III-1947. ID. - *L' eruzione etnea del dicembre* 1949, in Boll. Soc. Geogr. It., S. VIII, Vol. 3°, Roma 1950.

(2) Corretto da FRIEDLÄNDER I. - *Der Aetna - Ausbruch* 1928, in Vulk. Zeitschr. B. XII, H. 1, Berlin 1929. L' A. valuta eccessivamente lo spessore medio delle lave.

Gli abitanti della zona, od almeno i più intraprendenti tra essi, trovarono così il modo di sopperire ai mancati guadagni che la stasi dei lavori campestri, dovuta all' eruzione, causava ad essi.

Ben presto con l'avanzarsi del fronte lavico e con l'insorgere del pericolo per i centri abitati (Furnazzo, Rinazzo e Milo) la presenza di tanta gente, ma specialmente di tanti e svariati automezzi sull' unica rotabile, cominciò a creare delle difficoltà al traffico di sgombero, di sorveglianza ecc. e furono stabiliti dei posti di blocco, spesso anche distanti assai dalla zona interessata; così, ad esempio, venne stabilito nel momento che la lava invadeva la strada Milo-Furnazzo un posto di blocco a Fleri distante ben 14 chm. dalla zona. Ma tali provvedimenti se valsero a limitare il traffico automobilistico, non riuscirono ad impedire l'afflusso dei visitatori a piedi, i quali attraversando, per raggiungere la lava, dei coltivati, per lo più vigne e noccioleti, causarono notevoli danni alle colture.

In media, nel periodo in cui la lava era più bassa, si può calcolare una presenza media giornaliera di visitatori tra le 1000 e le 1500 persone che nei giorni festivi si raddoppiavano. Il maggior afflusso si verificò nella zona di Milo-Furnazzo, mentre assai minore fu il numero dei visitatori che si recavano in Val Calanna, più distante e raggiungibile attraverso una mulattiera che è tra le peggiori che s'incontrano sull'Etna.

Con una certa approssimazione si può valutare a circa 150 mila le persone che sono accorse a vedere più o meno da vicino la manifestazione eruttiva.

Le visite dei turisti alle zone più elevate del teatro eruttivo ed alle bocche esplosive ed effusive furono, data anche la loro situazione, del tutto isolate e non incisero sul movimento complessivo dei visitatori.

Con l'avanzarsi del fronte lavico, aumentò il pericolo per i centri di Milo, Rinazzo e Furnazzo, che si faceva, a seconda dell'andamento delle colate laviche, più o meno minaccioso per uno o l'altro di essi. Il pericolo non fu per nessuno di essi imminente, tanto che non fu mai preso il provvedimento dello sgombero forzato dei centri. Si stabilì per Furnazzo, Rinazzo e Milo lo sgombero volontario, al quale aderì circa la metà della popolazione, che in parte venne ospitata attraverso la Pontificia Commissione di Assistenza a Zafferana, a Sant'Alfio ed anche in centri più lontani.

Si provvide anche all'evacuazione delle produzioni agricole e forestali accumulate nella zona che è ricca di vigneti e di boschi. Si trasportarono così in diverse direzioni, ma per più della metà complessiva a Riposto, circa 20.000 ettolitri di vino, quantità di molto superiore a quella stimata presente in base alle denunzie fatte alle autorità locali. Si trasportarono fuori della zona in pericolo notevoli quantitativi di legname e sopratutto di carbone vegetale e ciò con automezzi messi a disposizione dell'autorità.

Di giorno gli sfollati rientravano al paese anche per osservare l'andamento della lava e la sera essi ritornavano alle loro abitazioni temporanee; allora, partiti gli ultimi turisti, i paesi sembravano deserti e solo gli uomini delle forze armate animavano le silenziose strade.

Diversi proprietari di case asportarono, insieme ai mobili, anche gli infissi e le case aperte e deserte aumentavano il tono di abbandono che ispirava il paesaggio, con la sovraincombente minaccia di distruzione.

Già all'inizio dell'eruzione le autorità (Prefettura) disposero di un servizio di sicurezza e di un servizio radio-telefonico, attraverso il quale l'Istituto di Vulcanologia dell'Università di Catania inviava i bollettini sull' andamento dell' attività eruttiva e sullo stadio di avanzamento delle varie colate laviche.

Il servizio radio stette sino al giorno 30-XI all' addiaccio a M.te Fontane, poi ebbe ricovero in una « casedda » sotto il M.te Caliato, e dal 6-XII al 23-XII fu stanziato a Milo, donde passò a Zafferana, dove il giorno 1-II-51 venne, visto l' andamento dell'eruzione, definitivamente sospeso. Il servizio effettuato regolarmente ebbe notevole importanza, esso permise di avvisare tempestivamente le autorità dell'insorgere di pericoli improvvisi, dovuti all'andamento dell'eruzione.

Vennero istituiti posti di comando di carabinieri a Furnazzo ed a Milo, si istituì un ufficio distaccato della Prefettura ed uno del Genio Civile. L'ufficio distaccato della Prefettura si occupava dello sfollamento, del trasporto dei prodotti agricoli e forestali, dei sussidi, ecc.

Per il trasporto di prodotti, masserizie e persone l'ufficio della prefettura aveva a disposizione gli automezzi militari, quelli dei Vigili del fuoco e quelli requisiti dal Genio Civile. Quando, nei giorni 16 e 17-XII, la corrente lavica avanzava verso il Fosso Cacocciola e minacciava un giovane castagneto, si procedette rapidamente al suo taglio ed al trasporto dei tronchi abbattuti, alcuni dei quali vennero, ben si può dire, sottratti alla corrente infuocata. A tale opera, oltre ai taglialegna appositamente arruolati, cooperarono validamente anche i Vigili del fuoco.

Ugual aiuto non si potè dare ai piccoli proprietari confinanti col Fosso Fontanelle, quando il 28 e 29-XII la lava scese rapidamente a valle, non dando la possibilità ai proprietari, non aiutati, di salvare i propri alberi.

Al Genio Civile si deve la rapida riattazione delle due interruzioni stradali verificatesi (sulla Milo-Furnazzo e sulla Furnazzo-Linguaglossa) e la sorveglianza e verifica del ponte sulla rotabile Furnazzo-Sant'Alfio, sotto il quale passò la lava che scese verso la Cava Grande (1).

Nel complesso i provvedimenti presi dall'autorità non solo furono adeguati, ma corrisposero in pieno; essi nella loro organizzazione complessiva possono servire da esempio per altre, del resto deprecabili, occasioni (2).

---

(1) Non sono certo rilievi ufficiali del Genio Civile quelli riprodotti nella carta al 25.000, di D' Arrigo A., op. c., nella quale appaiono scomparsi sotto la lava, edifizi che si possono comodamente osservare stando in auto e percorrendo la rotabile Milo-Furnazzo.

(2) Tutta l' organizzazione deve poter venir messa in azione in breve tempo, però senza allarmi pessimistici o prematuri; la decisione di dare il via ai provvedimenti d' urgenza, deve soltanto ed esclusivamente spettare al personale dell' Istituto di Vulcanologia, che presta servizio sul posto e che ha il controllo sia del fronte lavico che delle bocche effusive. Allo stesso personale spetta di dare le notizie ufficiali sull' andamento dell' eru-

Anche durante quest'eruzione, si ricominciò a parlare della eventuale deviazione della corrente lavica e si autocostituì a a Giarre un comitato che avanzò svariate proposte in merito, che avevano tutte, salvo quella ormai vecchia del bombardamento della colata, il piccolo svantaggio di richiedere un tempo notevole per la loro realizzazione, di fronte al rapido avanzarsi della lava.

La lunga durata dell' eruzione avrebbe reso possibile un esperimento di bombardamento dei margini della colata, onde vedere se sia realmente possibile una notevole deviazione per sfiancamento della colata lavica, ma una serie di impedimenti di varia natura, non permisero, purtroppo, l'esecuzione di un tale esperimento.

Chi scrive è scettico sulle possibilità di un efficente risultato, ma sarebbe stato utile far l'esperimento per concludere, una volta per tutte, le inutili e verbose discussioni in proposito.

13. - I danni dell'eruzione.

La vasta corrente lavica si estese in gran parte su terreni lavici delle eruzioni del 1811-12 e del 1852-53, su terreni di trasporto, che avevano in parte ricoperto tali lave ed erano rivestiti da ginestre ed in parte servivano anche da pascolo per gli ovini e caprini. Questi terreni sono in gran parte proprietà della Mensa vescovile di Catania, che è stata la più fortemente danneggiata dall'eruzione.

Più in basso esistevano castagneti cedui, qualche tratto di noccioleto e principalmente delle vigne. La superficie totale della corrente lavica (lava della prima fase effusiva e lava successiva) è di 1032.1 ha; questi sono a seconda delle varie utilizzazioni del suolo così suddivisi:

Sterili	361.1	ha
Incolti produttivi (pascoli e ginestreti)	617.7	»
Vigneti	32.9	»
Frutteti (meleti e pereti)	9.8	»
Castagneti	8.2	»
Noccioleti	2.4	»

---

zione stessa perché è evidente la sua competenza in proposito, competenza che, salvo qualche possibile eccezione, non può avere nessuna delle altre autorità.

Si possono così valutare i danni al possesso fondiario, in base ai prezzi correnti, nella zona e per i terreni posti a diverse colture, a ottanta-ottantacinque milioni di lire, nel qual computo sono pure compresi i valori delle « casedde » distrutte.

Altri danni, e questi per ora non facilmente valutabili, sono quelli derivati dalla scomparsa delle risorse idriche del territorio; si allude qui alla grande cisterna sita presso le « Casedde del Vescovado » ed alla sorgente detta delle « Fontanelle » nel fosso omonimo. La prima serviva per l'abbeverata delle greggi che pascolavano sui terreni della Mensa vescovile di Catania; la sua scomparsa sotto la colata lavica ha diminuito notevolmente il valore dei pascoli della zona, rimasti indenni dalla lava.

La sorgente delle Fontanelle rappresentava, pur con la sua limitata portata, una risorsa idrica di notevole peso per la zona, dove mancano quasi del tutto le sorgenti.

Anche la sorgente detta « dello Scarbaglio » sita nel vallone Cacocciola venne ricoperta dalla lava. La poca potenza della copertura lavica ha permesso al Genio Civile di portarla nuovamente a giorno.

Danni ebbe a subire anche la rete stradale. Così si verificarono, come già si disse, due interruzioni stradali, sulla strada provinciale Milo-Linguaglossa, un'interruzione subì la mulattiera Furnazzo-Pietracannone e numerosi sentieri vennero in parte ricoperti dalla lava, isolando spesso, quasi del tutto, delle zone pascolative e dei radi ginestreti utilizzati per la produzione di carbone.

Le interruzioni sulla strada provinciale vennero quasi subito riparate dal Genio Civile, mentre mulattiere e sentieri vennero ripristinati o tracciati ex-novo dagli abitanti stessi della zona.

Notevole è pure la perdita di giornate lavorative, in seguito alla scomparsa dei terreni variamente utilizzati; si possono valutare a 13.600 le giornate lavorative annue perdute per diversi decenni dai lavoratori dei centri di Zafferana, Milo e Furnazzo. In valore le giornate lavorative ammontano tra i 10 ed i 12 milioni di lire all'anno, cifra che pur nella sua non grande entità incide sull'economia della zona.

Nel complesso, se si tiene conto della grande quantità di lava emessa, i danni nel loro insieme non sono stati rilevanti.

Ciò è dovuto al fatto che buona parte dei terreni invasi dalla lava furono dei terreni sterili od incolti produttivi e che pochi furono i terreni intensamente coltivati sui quali scorse la lava. Purtroppo però diversi piccoli proprietari perdettero in questa eruzione il loro unico appezzamento di terreno o videro enormemente ridotta la loro già scarsa proprietà, ciò che costituisce un fatto, anche socialmente, negativo.

14. - L' attività post-eruttiva del cratere centrale e di quello di N.E.

Terminato nella notte tra l'uno ed il due dicembre 1951 l'efflusso lavico, s'iniziò una fase post-eruttiva che mostrò, come vedremo, interessanti fenomeni.

Mentre il cratere centrale emetteva saltuariamente e tranquillamente dei vapori bianchi, la bocca di N.E. continuava nella serie di esplosioni profonde con emissione di cenere antica di color rosso-bruno e di grana finissima. Le esplosioni non erano che raramente percettibili ed avvenivano con un ritmo di due sino a tre esplosioni al minuto.

La cenere rosso-bruna è a grana minutissima; al microscopio si presenta costituita da una massa composta da materiale bruno otticamente inattivo al quale sono frammisti feldspati calco-sodici, augite e rara olivina. I cristalli sono per lo più a frammenti irregolari, talvolta i feldspati assumono un abito prismatico tozzo. Scarso è il materiale vetroso antico.

Il materiale emesso è derivato dalla frantumazione per esplosioni profonde dalle pareti del condotto vulcanico; si tratta in conclusione di materiale vulcanico antico, al quale talvolta si unì materiale magmatico coevo.

La portata di sabbia di ogni esplosione venne, in base al materiale raccolto su aree note, ed in diverse zone, valutata ad 1.5 tonnellate per esplosione, ciò che fa, a seconda della frequenza delle esplosioni, dalle 3300 alle 6600 tonn. di sabbia al giorno.

Tenendo conto della frequenza media delle esplosioni, si può valutare l' emissione della cenere rosso-bruna intorno alle 4000 tonn. giornaliere. Nell'insieme dall'inizio delle esplosioni del Cratere di N.E. (21-IX-51 ore 8,45) sino alla completa cessazione di esse (30-V-52 nel pomeriggio) si può valutare la quantità di cenere emessa intorno alle 750.000 tonn. pari circa a 270.000 m^3. Di questo quantitativo poco più di 400.000 tonn., pari a circa 143.000 m^3, vennero emesse dopo il 2-XII-51, data della cessazione del flusso lavico.

La sabbia spinta dai venti di alta quota si sparse su tutto l'alto e medio Etna, ricoprendo la neve che man mano cadeva, in modo che la montagna mostrò durante l'inverno 1951-52 assai poca neve e spesso l'Etna assunse, in pieno inverno, l'aspetto che esso presenta, di solito, d'estate. Di frequente si formava una lunga « bandiera » che si manifestava più regolare con il vento di N.-Ov., che la spingeva, per molti chilometri, sul mare.

Le emissioni a « sbuffi » furono di solito silenziose; anche stando sull'orlo della bocca di N.E, non si udiva nessun rumore, solo eccezionalmente si riusciva a percepire un rumore sordo lontano, dopo di che s'innalzava la sbuffo di vapore misto a cenere.

Il ritmo degli sbuffi, che presentavano la caratteristica forma a « cavolfiore », non era, come già si disse, costante. Esso fu più intenso nei primi mesi (X, XI) ma, già dalla seconda metà del dicembre 1951, apparvero delle emissioni « a sbuffi » di vapori bianchi, privi cioè di cenere.

Le emissioni di vapori bianchi erano accompagnate sempre da esplosioni profonde; evidentemente la colonna magmatica era in questo caso più elevata, le esplosioni erano percettibili perchè provenienti da una profondità minore, e non portavano a giorno cenere antica, perchè esse avvenivano in una parte del condotto vulcanico, costituita da materiali più resistenti di quelli che si trovano a maggiori profondità.

Emissione a sbuffi di vapori bianchi e di vapori carichi di cenere rosso-bruna si alternarono sino alla fine del maggio 1952; talvolta gli sbuffi furono assai deboli o mancarono del tutto. Così avvenne tra il 14-XII ed il 18-XII-51 ed il 15-IV-52.

L'emissione della cenere rosso-bruna fu più forte nei primi mesi dopo la fine dell'afflusso lavico e si andò poi, pur registrando qualche ripresa, attenuando. Nella seconda metà di dicembre 1951 si alternarono sbuffi di vapori bianchi con emissioni di ceneri rosso-brune, ma con predominio delle seconde sui primi. Nel gennaio e nei primi diciannove giorni di febbraio 1952, si ebbero emissioni di ceneri rosso-brune; il 21-II ed il 24, 25 e 26-II si ebbero vapori bianchi, seguirono poi sino al 9-II emissioni di ceneri rosso-brune.

La bocca di N.E. non mostrò nessuna particolare attività in rapporto ai periodi sismici del 1°-III e del 19-III e giorni seguenti.

Emissioni di vapori bianchi si ebbero sino al 28-II, dopo di che si ebbero prima delle emissioni deboli e poi più intense di ceneri rosso-brune che scomparvero del tutto alla fine di maggio. In maggio si riscontrò, tra le ceneri antiche, anche del materiale magmatico coevo, sebbene in piccole quantità. Segno questo che la colonna magmatica era salita nel condotto vulcanico. Il magma però non salì mai tanto alto da dare luogo a dei bagliori notturni.

Nei mesi che seguirono si ebbero emissioni di vapori bianchi, sia sotto forma di sbuffi a cavolfiore, sia sotto forma di emanazione tranquilla.

Spesso, ma non sempre, si udivano delle esplosioni profonde e solo assai di rado esse erano più forti, tanto da essere udite anche più lontano, così all'Osservatorio etneo o, come nei giorni 15-16-X-52, sino al Piccolo Rifugio.

15. - L'attività sismica post-eruttiva.

L'attività sismica post-eruttiva, che, se spesso è notevole, non è necessariamente sempre presente, come lo dimostrano, tra l'altro, le eruzioni del 1947 e del 1949, si manifestò presto; infatti già ventitrè giorni dopo la cessazione dell'efflusso lavico, si verificò un terremoto. Alle ore 0,20 del 25-XII-51, si intesero, a seconda delle diverse località, da una a quattro scosse; di queste le prime due furono leggere, la penultima (terza) più forte, e debole fu l'ultima.

Il terremoto fu percepito maggiormente a Furnazzo, dove s'intesero quattro scosse; la terza scossa raggiunse il grado V della scala Mercalli e fu accompagnata da un boato il cui rumore, a detta degli abitanti, molti dei quali uscirono impauriti dalle abitazioni, era simile a quello che faceva la lava quando scorreva.

A Milo la scossa ebbe circa la stessa intensità, fu inteso pure il boato, ma si percepirono soltanto tre scosse, di esse la terza fu la più forte. A Zafferana si intesero tre scosse, delle quali la seconda raggiunse il IV-V grado d'intensità; la terza scossa, molto leggera, si verificò dopo mezz'ora circa. A Ballo il fenomeno sismico ebbe lo stesso andamento di Zafferana.

A Sarro, non tutti i dormenti si svegliarono; s'intesero due scosse, la prima raggiunse il IV grado e la seconda fu assai più debole; a Fleri s'intese una sola scossa che toccò il IV grado, mentre a Pisano la prima scossa ebbe la stessa intensità, ma la seconda fu assai più debole.

A Viagrande non fu intesa nessuna scossa, mentre che a S. Venerina la sola scossa intesa raggiunse il IV grado di intensità; a Giarre il fenomeno fu inteso da pochi e solo con una scossa che raggiunse il III grado e lo stesso si verificò a Trepunti; leggermente più forte esso fu a Macchia, dove il fenomeno non venne inteso da tutti, si percepirono due sole scosse, delle quali la prima fu la più forte.

A S. Giovanni di Macchia, l' intensità della scossa più forte fu del III-IV grado; furono intese tre scosse delle quali la seconda fu la più forte. A S. Alfio furono percepite quattro scosse, delle quali la terza fu più forte e toccò il IV grado; non si udì nessun boato.

Nell'insieme si trattò, come appare evidente, di un fenomeno sismico avente la sua zona epicentrale nella parte media del versante orientale dell'Etna, in corrispondenza della Valle del Bove e che appare strettamente connesso con i fenomeni eruttivi verificatisi su tale versante.

E' stato impossibile, per evidenti ragioni, di avere notizie della zona disabitata, solo si sa che il terremoto non fu percepito al Rifugio Citelli.

Dopo questo primo fenomeno sismico, che dimostra il verificarsi dei movimenti di assestamento post-eruttivi, si ebbe un periodo di calma di poco più di tre mesi, quando il 1° marzo 1952 alle ore 13,29 s'iniziò un breve periodo sismico che mise in allarme un'altra zona del versante orientale dell'Etna, zona che è di frequente oggetto di attività sismica e che comprende, grossolanamente, il triangolo Linera-S. Venerina-Zafferana.

Le prime tre scosse del giorno 1-III si verificarono alle ore 13,29′, 13,31′ e 13,41′; una di esse la terza fu la più forte e la seconda la più debole. Un'altra, assai meno intensa, si ebbe alle ore 18. Il giorno 2-III si notarono due scosse, una debole alle 9,10 ed una forte e, sembra, più forte di quella del giorno precedente. Nei giorni seguenti vennero segnalate altre scosse, le quali, se furono relativamente frequenti, non raggiunsero mai una grande intensità; per lo più nell'area epicetrale esse raggiunsero il III grado e solo eccezionalmente il IV.

In particolare il giorno 3-III si osservarono tre scosse e cioè alle 8,30, alle 11 ed alle 17; il giorno 4-III si registrarono due scosse (alle 8,45 ed alle 22,35); il 5-III si ebbero due scosse, delle quali una, verificatasi alle 9,30, fu nell'area epicentrale del IV grado, mentre l'altra, alle 11,45, fu più debole (III grado).

Il 7-III si verificarono due scosse (8 e 10,45), quest'ultima arrivò a Bongiardo all'intensità del IV grado; il giorno 9-III si ebbero altre due scosse, alle ore 8,15 ed 8,35, che non superarono il III grado.

A Catania le scosse dell'1-III e quella forte del 2-III furono appena percepite da poche persone in casa; a Viagrande le scosse dell'1-III furono ben percepite. Nell' insieme esse assumono una intensità del III grado scarso; non fu intesa invece quella del giorno successivo. A Fleri le scosse dell'1 e del 2-III raggiunsero quasi il grado V; di V grado furono a Malopasso e un'intensità tra il V ed il VI grado esse raggiunsero il giorno 1-III a Zafferana, mentre si può ritenere, anche per gli effetti causati, un po' superiore al VI grado la scossa delle ore 18, che fu quella che raggiunse la massima intensità durante tutto questo breve periodo sismico.

L'intensità delle scosse diminuì procedendo verso nord; infatti già a Ballo esse furono di poco inferiori al grado V; ricordo che a Ballo fu sentito, almeno così venne riferito, durante le prime scosse dell'1-III un boato « simile a raffica di vento ».

A Milo non fu inteso nessun rumore e la scossa più forte (IV grado) fu quella delle 18 del giorno 2-III; a Furnazzo le scosse, tutte intese, furono d'intensità tra il III ed il IV grado e più a nord presso la colata lavica del 1928, lungo lo stradale verso Linguaglossa, fu percepita con un'intensità di II grado solo la scossa del 2-III delle ore 18; più oltre non si avvertì nessun moto sismico.

A Rocca d'Api (Princessa) ed al cimitero di Zafferana le scosse dei giorni 1 e 2-III assunsero l'intensità del grado VII. Alcuni muri di recintazione delle proprietà crollarono, fu profondamente lesionato il muro di cinta del cimitero stesso, una statua superiore alla grandezza naturale di una tomba cadde in direzione settentrionale; alcune case di costruzione scadente vennero profondamente lesionate. Meno intensa fu la scossa a Passo Pomo (VI e VII grado) e lo stesso dicasi per Bongiardo-S. Venerina; in quest'ultima località si udì anche un rintocco di campana, diversi oggetti caddero e molte furono le case non gravemente lesionate.

L' intensità delle scosse sismiche fu ancora più attenuata verso Linera (V grado) dove esse furono percepite da tutti, ma dove le leggere lesioni alle abitazioni furono assai meno numerose che a S. Venerina. Le scosse furono di IV grado a Cerazzo, S.ta Maria degli Ammalati e Guardia, scesero al III grado a Giarre, Trepunti, Codavolpe e Macchia di Giarre, per aumentare (IV grado) a S. Giovanni ed a Sant'Alfio.

Il breve periodo sismico presenta le note caratteristiche dei fenomeni sismici del versante orientale dell'Etna. Il suo epicentro si trova nella zona Piano d'Api (Princessa-Passo Pomo).

Si riteneva ormai chiuso il periodo sismico, quando, dieci giorni dopo le sue ultime e deboli manifestazoni, si ebbe una brusca ripresa.

Il giorno 19-III alle 9,11 s' intese alla Cantoniera etnea (1862 m) ed al Grande Albergo dell'Etna una scossa che fu percepita anche dalle persone all'aperto e che si può valutare di un'intensità del grado IV; la scossa non si propagò assai verso il basso, a Nicolosi essa non venne sentita.

Pochi minuti dopo, alle 9,14 si verificarono nella zona, già battuta dal terremoto del 1-III, due scosse quasi consecutive, di notevole violenza e che colpirono un'area più vasta di quella precedentemente interessata al movimento sismico e che causarono danni più forti delle scosse precedenti.

Le scosse raggiunsero il grado VIII nella zona di Rocca d'Api, Passo Pomo e Linera, dimostrando così che la zona epicentrale si era, in confronto dell'I-III, estesa verso sud-ovest; un altro epicentro di limitata estensione, ma di discreta intensità (VII-VIII), fu attivo in località Mortati ad un chilometro circa della statale Catania-Messina, sotto la « timpa » di Acireale.

Nella zona epicentrale i danni furono rilevanti, crollarono diversi fabbricati di costruzione assai poco curata e con muri fatti di blocchi lavici di dimensioni diverse e scarso impiego di malta (cosidette costruzioni a crudo), altri furono profondamente lesionati sì da risultare pericolanti.

I fabbricati poi subirono più o meno forti danni, a seconda che furono costruiti sulla viva lava o sul terreno sciolto; resistettero assai di più quelli costruiti sulla lava.

Nella zona dei Mortati, dove esistono alcuni fabbricati antisismici, costruiti dopo l'ultimo terremoto disastroso della zona (1914), questi non subirono danni, mentre furono gravemente lesionati i fabbricati vicini costruiti a « crudo » e quasi incolume rimase il casello ferroviario di costruzione antisismica, alla Timpa delle Cipollette.

Numerosi furono i crolli di muri di cinta e muri paraterra, i primi occupando le rotabili secondarie impedirono il transito e furono anche causa di morte di una delle due vittime del terremoto (1). Si aprirono anche delle fratture nel terreno, così nella zona di Rocca d'Api, intorno al cimitero di Zafferana e nella zona di Mortati. Le fratture avevano in prevalenza una direzione di N.Ov.-S.E.

Forti furono i danni al cimitero di Zafferana, dove vennero gravemente lesionate le mura perimetrali e molte tombe; caddero diverse statue, per lo più in direzione N. 20° E. e si verificarono anche dei movimenti di rotazione.

In particolare, fuori della zona epicentrale, le scosse si attenuarono rapidamente, a S.ta Maria degli Ammalati, posta tra l'area epicentrale principale e quella secondaria dei Mortati, esse raggiunsero il grado VI, ma già a Guardia ed a Mangano esse furono inferiori al IV grado, toccarono il III grado a Trepunti, Codavolpe, Giarre ed in tutta la zona costiera tra Riposto e Santa Tecla.

---

(1) Da tempo, sino dal 1914, si propose di vietare la costruzione di muri di cinta elevati, per il pericolo ch' essi presentano in una zona eminentemente sismica, com' è quella della regione orientale etnea.

Nella zona media della montagna, Pisano e Fleri registrarono scosse intorno al VI grado; l' intensità salì a Zafferana centro a poco meno del VII grado, più a nord esse si attenuarono rapidamente. A Milo l'intensità raggiunse il V grado ed un po' meno a Furnazzo. A Piedimonte le scosse raggiunsero il II grado, mentre a S. Alfio l'intensità fu pari circa a quella di Furnazzo; essa scese al IV grado a S. Giovanni ed a Macchia, dove crollò un tetto, per scendere poi al III grado a Giarre.

L'attività sismica continuò nei giorni successivi ma, per fortuna, con intensità assai minore, le scosse più forti nella zona epicentrale non superarono il V grado, ma di solito esse furono meno intense (III-IV grado).

Esse, pur non provocando danno, valsero a mantenere in istato di allarme la popolazione della zona, che per diversi giorni visse accampata o sotto tende o sotto capanne provvisorie costruite dagli abitanti stessi.

Il giorno 20-III si contarono cinque scosse e cioè alle ore 0,30, 1,30, 2,35, 7,50 e 22,15; il giorno 22-III fu intesa una lieve scossa alle 11,15 ed il giorno 23-III si ebbero tre scosse alle ore 4,45, 5,30 e 10,0'.

Queste scosse furono intese nella zona epicentrale, mentre fuori di essa non tutte furono percepite e ciò sopratutto per la loro debole intensità.

I danni del terremoto furono notevoli: vi furono due morti ed una trentina di feriti, nessuno dei quali molto gravi e secondo una stima provvisoria, resa pubblica, ben 1082 case furono rese inabitabili e 907 parzialmente inabitabili; cifre queste che hanno bisogno certamente di una revisione.

L'andamento del fenomeno sismico del 19-III-52 è, salvo la sua minore intensità, del tutto simile a quello avvenuto nel maggio 1914 ed estendersi in descrizioni equivarrebbe a ripetere ciò che venne scritto tanto tempo fa (1).

---

(1) PLATANIA GAETANO - *Sul periodo sismico del maggio* 1914 *nella regione orientale dell'Etna*, in Rend. e Mem. Acc. Scienze, Lett. ed Arti

Per quanto riguarda i rapporti dei fenomeni sismici osservati con i fenomeni post-eruttivi si può affermare che le scosse del 25-XII-51, con un epicentro sito presumibilmente nella media od alta Valle del Bove, siano state causate da fenomeni di assestamento del settore interessato dall'eruzione laterale, cessata da pochi giorni.

Per quanto riguarda i due periodi sismici del marzo 1952, essi si ricollegano ai terremoti che si manifestano sul versante orientale etneo e che solo indirettamente possono venir messi in relazione con i fenomeni eruttivi. Si tratta di una zona fagliata e che già in superficie mostra una serie di gradini (timpe) di indubbia origine tectonica. Tali gradini interessano la parte media e bassa del versante orientale etneo e vanno dalla Valle del Bove sino alla « timpa » di Acireale.

La loro origine devesi ricercare nella diversa tensione, tra la zona marginale orientale del rilievo etneo che è in fase di sollevamento e la parte centrale del vulcano, che, sotto il peso della massa dell'edifizio vulcanico accumulatasi attraverso i millenni, tende con tutta probabilità ad affondarsi.

Lungo le faglie i movimenti di assestamento provocano le scosse sismiche e tali movimenti si possono verificare anche indipendentemente dai fenomeni eruttivi; però può anche avvenire che questi ultimi determinino il fenomeno sismico quando le condizioni di stabilità dei terreni lungo una faglia sono tali da dare, prima o dopo, luogo ad un terremoto. In altre parole i terremoti del versante orientale dell'Etna non sono che indirettamente legati ai fenomeni eruttivi che agiscono, in questo caso, come agenti liberatori; la loro dipendenza da essi può venir supposta, se essi si verificano in un tempo relativamente breve prima, o, com'è il caso attuale e più frequente, dopo un'eruzione; distanziati nel tempo da tali fenomeni non è possibile, con una certa sicurezza, metterli in rapporto con essi ed appaiono, co-

---

degli Zelanti. S. 3ª, Acireale 1915. SABATINI V. - *Note sul terremoto di Linera dell' 8 maggio* 1914, in Boll. R. Com. Geol. d' Italia, Vol. 44°. f. II, Roma 1915.

me in realtà sono, dei sismi tectonici legati allo sviluppo di particolari forme morfologiche (timpe) (1).

Giova notare che gli epicentri di questi terremoti interessano, di solito, la parte nord-occidentale delle singole faglie, quasi che verso tale direzione i movimenti tectonici siano maggiormente in atto. Non è qui il luogo di citare alcuni dei numerosi esempi in proposito.

Nel caso attualmente preso in esame, si può con certezza ritenere che tutti e due i periodi sismici siano indirettamente legati ai fenomeni post-eruttivi dell'eruzione 1950-51, in particolare poi il periodo sismico del 19-III-52 sembra sia stato attivato da una scossa sismica la cui zona epicentrale fu probabilmente nella parte media della montagna.

Questo secondo periodo fu più intenso, la sua zona epicentrale si allargò verso sud-est comprendendo anche Linera e si attivò anche un centro secondario, quello dei Mortati.

16. - Conclusione.

L'eruzione etnea del 1950-51 si è manifestata quasi senza segni premonitori, dopo una breve (meno di un anno) stasi del vulcano. Essa si è stabilita in una zona che è stata già teatro di precedenti eruzioni (1811) ed ha avuto un'attività prevalentemente effusiva di notevole durata. La lava emessa ha la composizione mineralogica identica alle lave emesse in questo secolo; essa si differenzia da esse per la sua più elevata basicità.

Notevole fu l'attività sismica post-eruttiva, che appare però, in gran parte, solo indirettamente legata ai fenomeni post-eruttivi.

---

(1) Vedasi in proposito: De Fiore O. - *Com' è stato e come dovrebbe essere studiato l' Etna*. Catania 1919.

Id. - *L' eruzione dell' Etna del settembre* 1911. Acireale 1922.

Imbò G., *Terremoti della regione orientale etnea*, in Bull. Volc., N.i 15-18, Napoli 1928.

Id. - *I terremoti etnei*. Pubblicazione della Comm. Ital. per lo studio delle calamità. Vol. V., p. 1, Firenze 1935.

Platania Gaetano - *Origine della Timpa della Scala - Contributo allo studio dei burroni vulcanici*, in Boll. Soc. Geol. It., Vol. 24°, Roma 1905.

TAVOLE

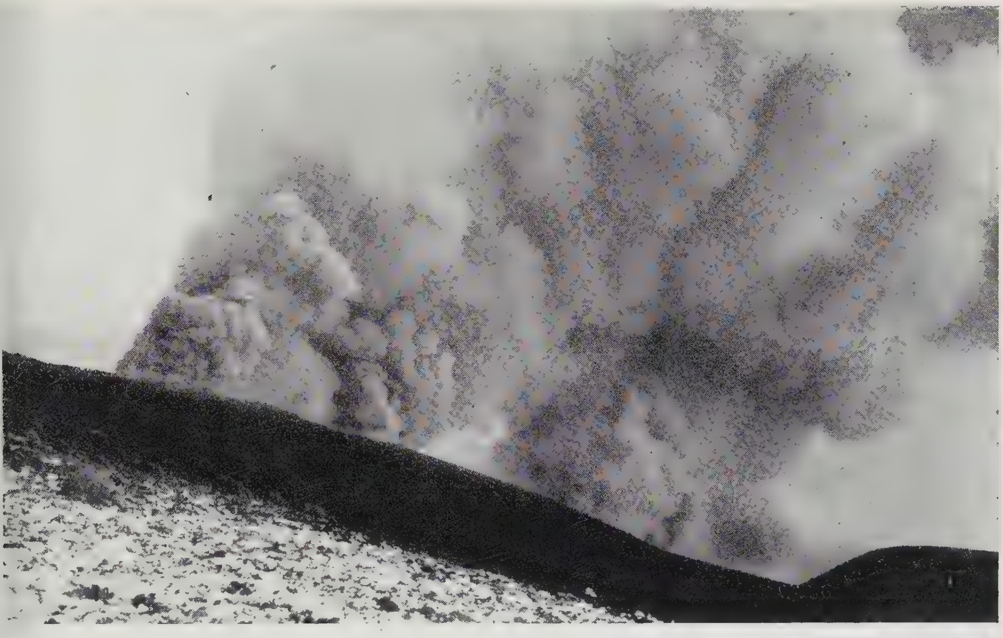


Fig. 1. - Esplosioni con emissione di materiale coevo minuto. Serie inferiore delle bocche esplosive.
Foto: G. STIX, 26-XI-50

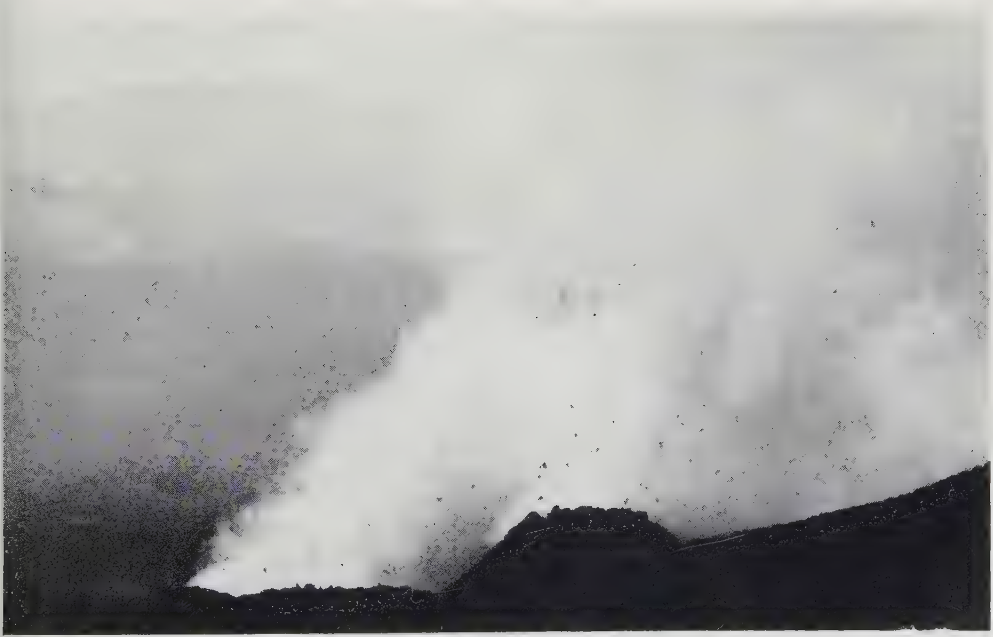


Fig. 2. - Lancio di scorie dal conetto N.° 12 e dalla bocca effusiva inferiore. Nello sfondo la Rocca Musarra.
Foto: G. STIX, 26-XI-50

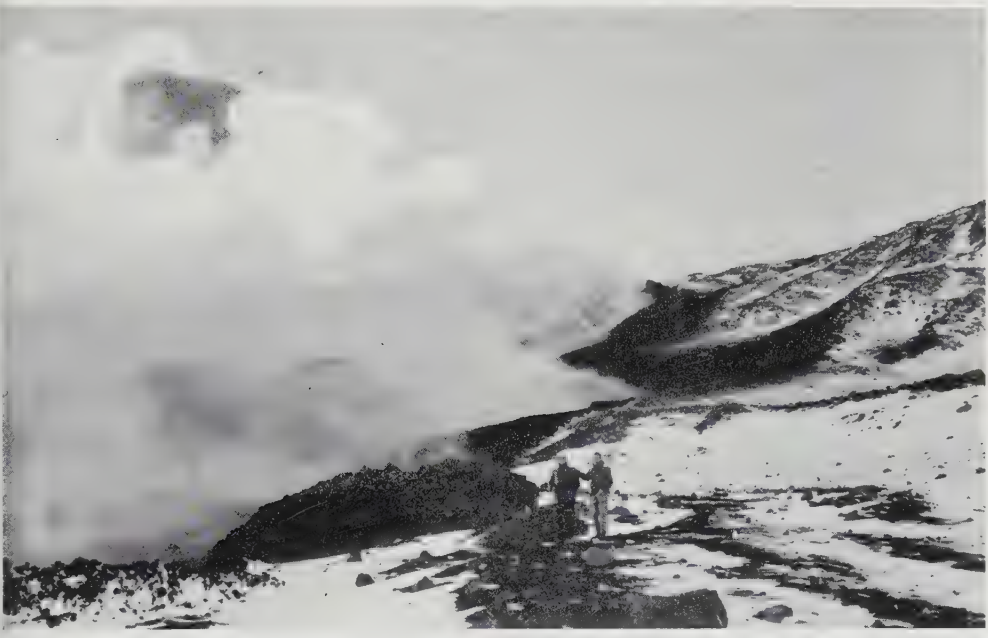


Fig. 1. - Emanazioni di vapori delle bocche esplosive inferiori.

Foto: G. STIX, 2-XII-50

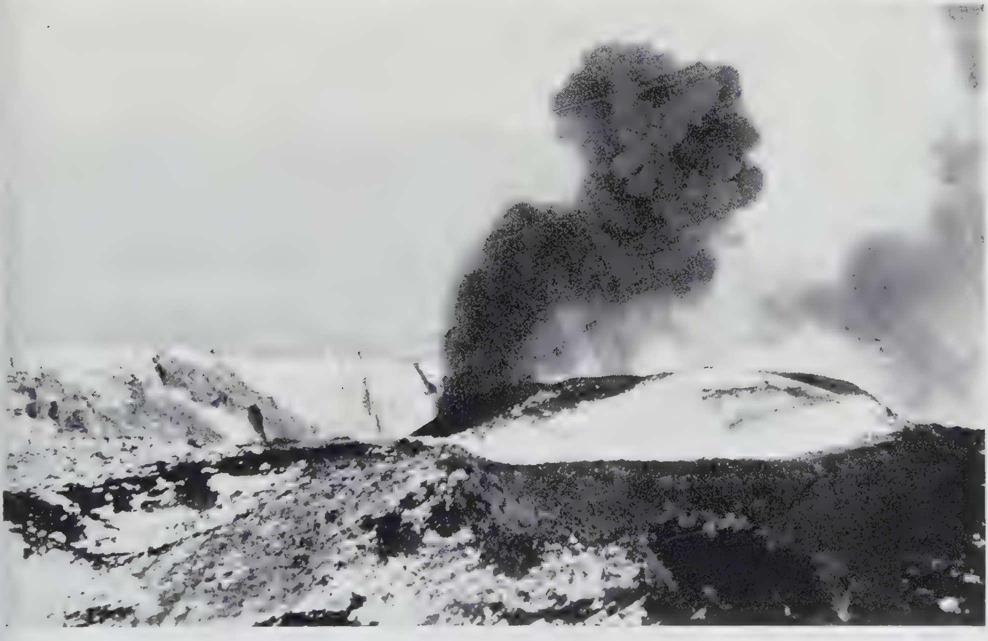


Fig. 2. - Esplosione di materiale minuto. - Bocca esplosiva N.° 11 (M.te Gaetano Platania).

Foto: G. STIX, 2-XII-50

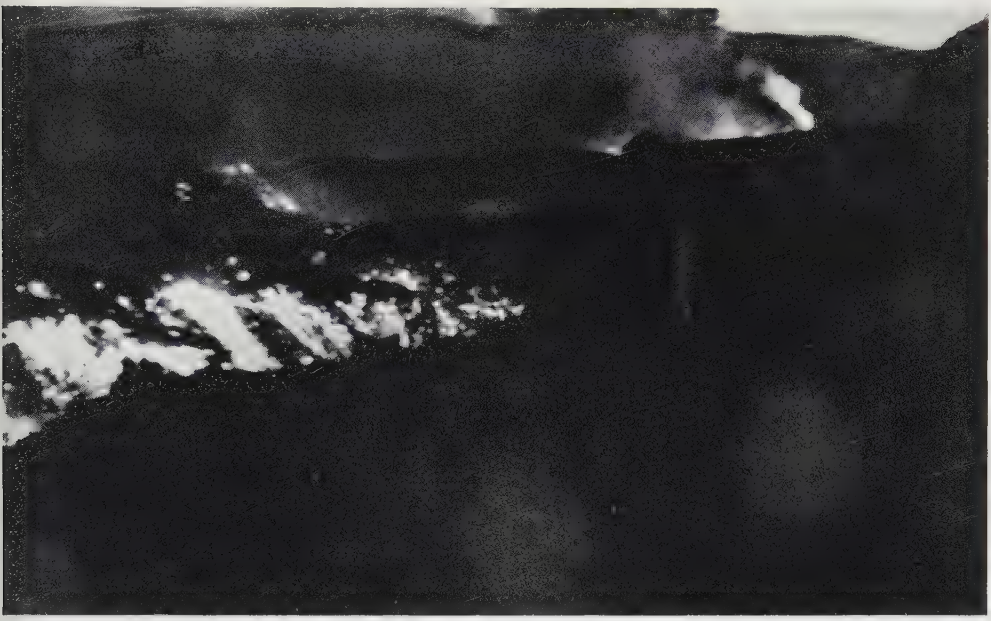


Fig. 1. - La lava sul Piano Bello nella notte del 26-XI-51. A destra un ramo della ipsilon, nel centro la Rocca Musarra, a sinistra il ripido pendio sopra M.te Finocchio inferiore.

Foto: G. STIX, 2-XII-50

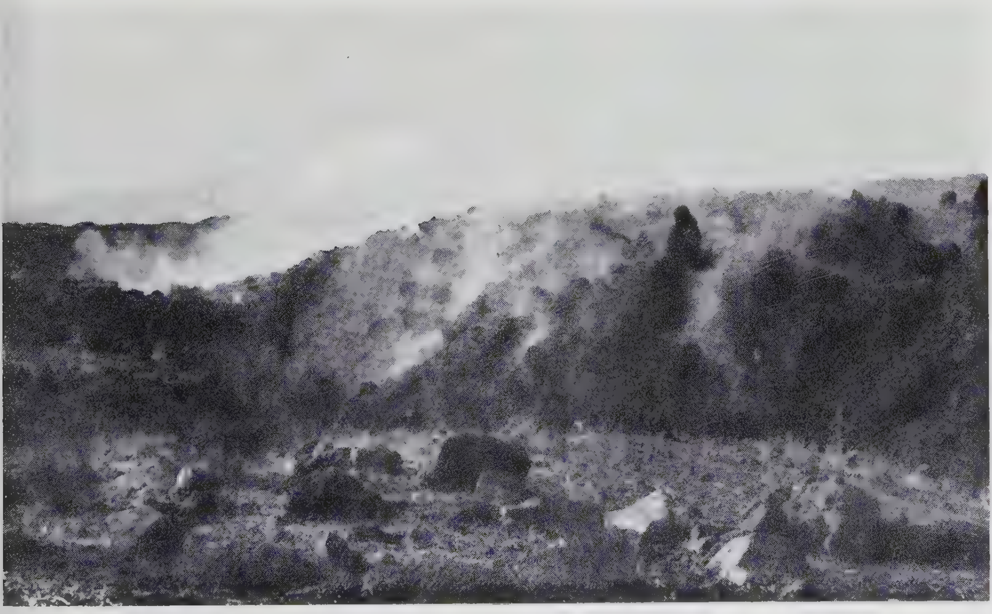


Fig. 2. - Il fronte lavico « a blocchi » sul Piano Bello.

Foto: G. STIX, 2-XII-50

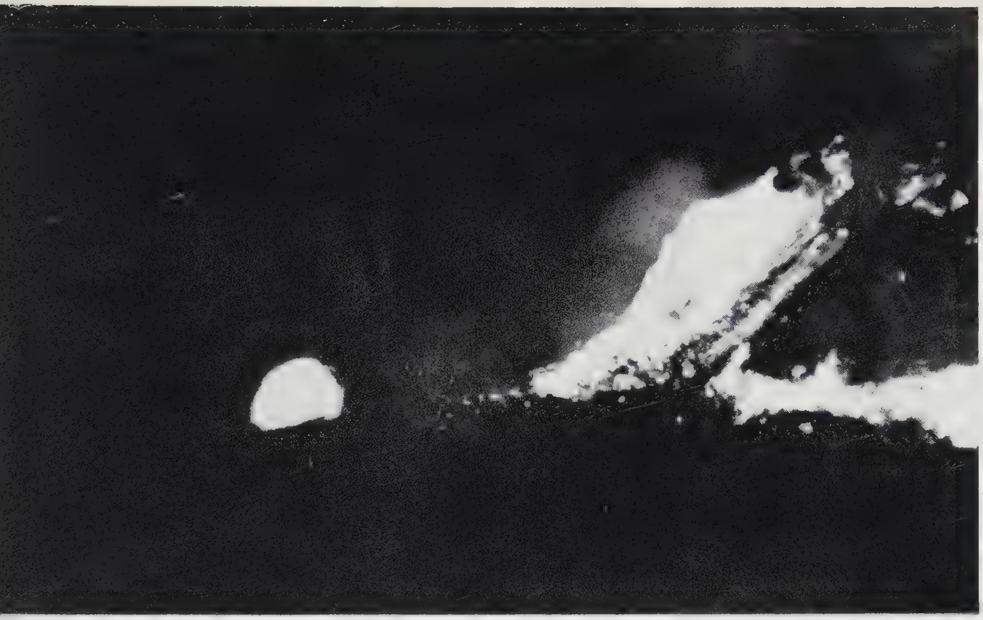


Fig. 1. - Fronte lavico notturno sul Piano Bello.

Foto: G. Stix, 26-XI-50

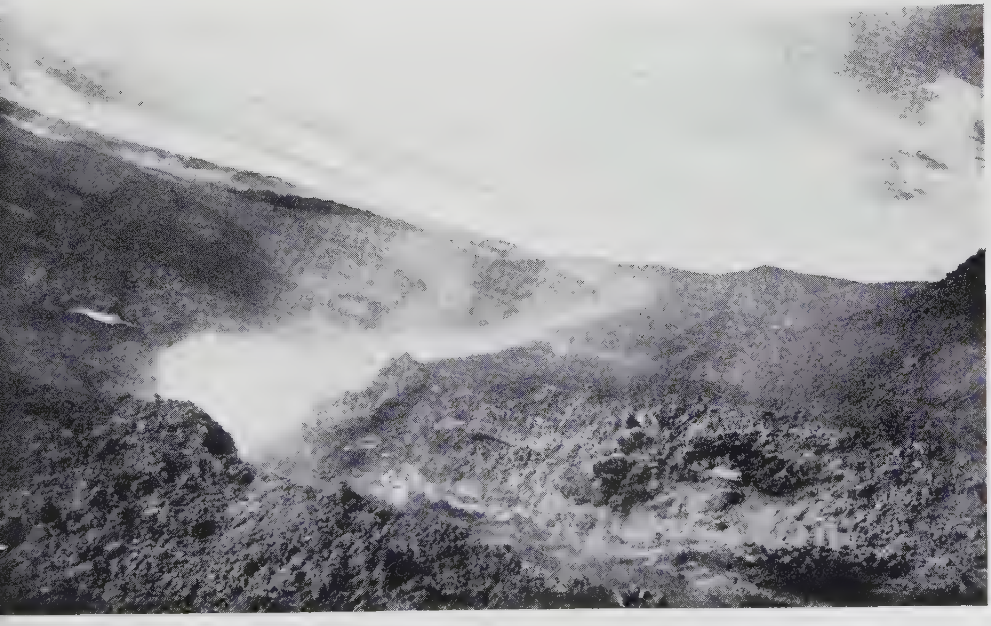


Fig. 2. - Canale di deflusso lavico inciso nella lava defluita in precedenza. Quota 1850 sotto M.te Simone.

Foto: G. Cumin, 21-I-51

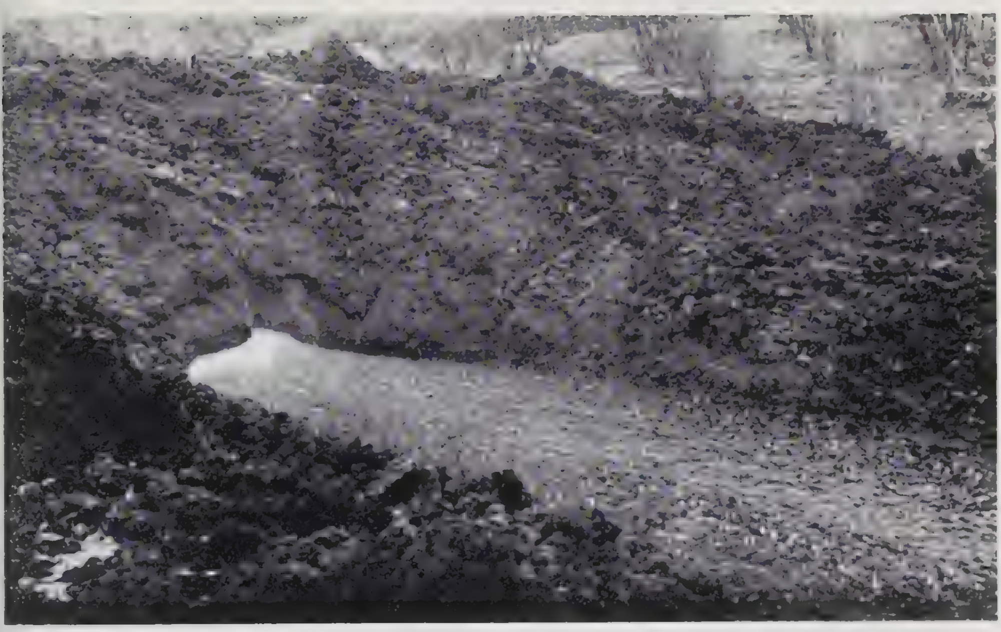


Fig. 1. - Bocca effusiva effimera. Si osserva la massa compatta della lava già raffreddata. Su'la corrente effimera si notano le increspature di raffreddamento. Fosso Fontanelle.

Foto: G. Stix, 2-I-51

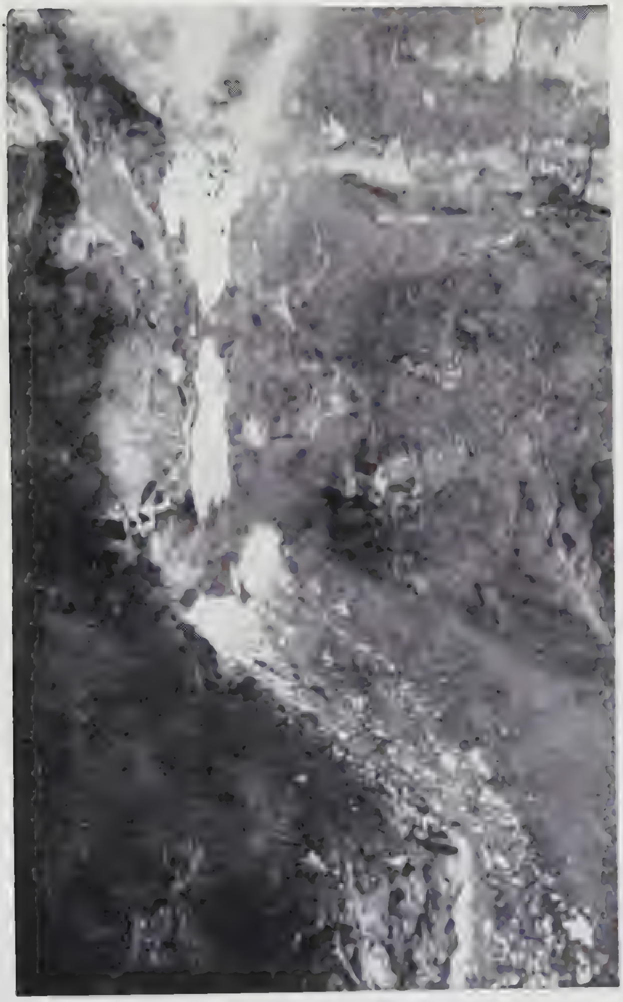


Fig. 2. - Cascata lavica della Cava Grande.

Foto: G. Stix, 4-I-51

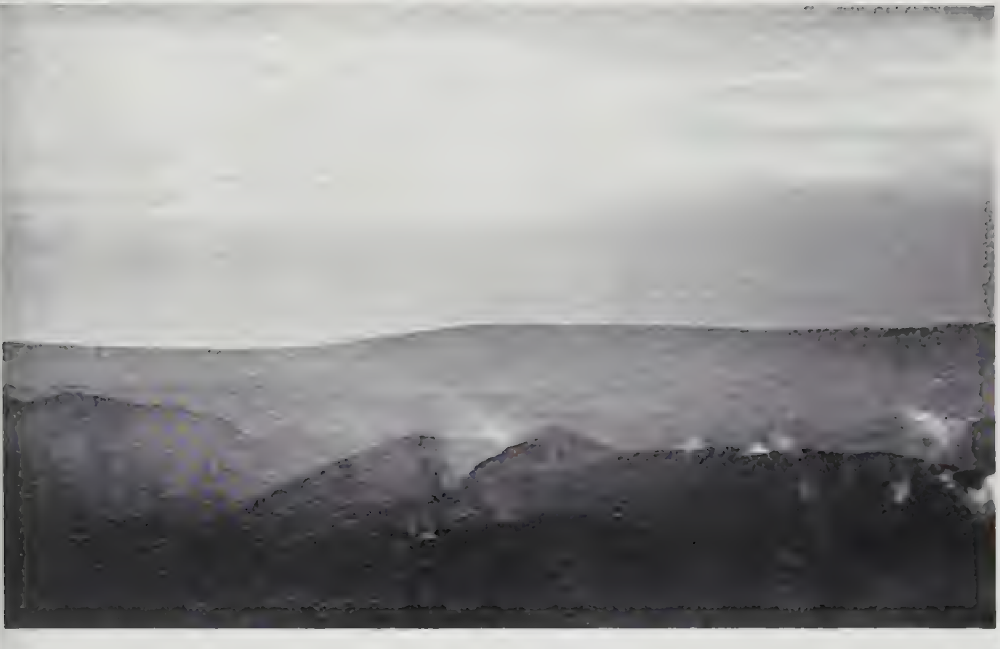


Fig. 1. - Il M.te Gaetano Platania ed il dosso (a destra) delle bocche esplosive N. 8, 9, 10.
Foto: V. Barbagallo, 25-V-51

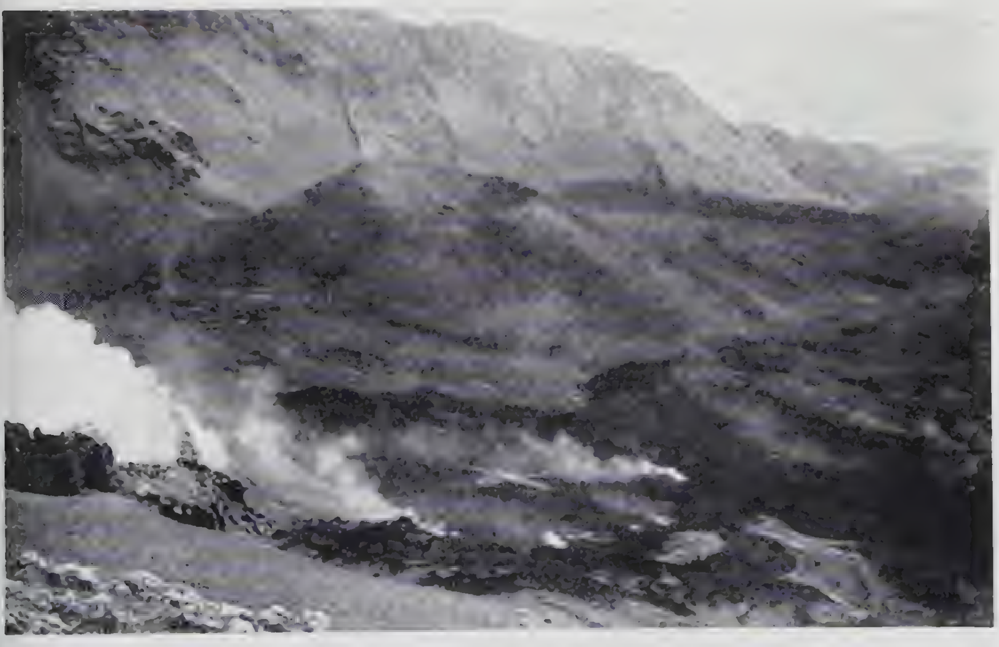


Fig. 2. - La bocca effusiva principale (a sinistra) e la colata lavica nella sua parte superiore con gli spiragli. Nello sfondo M.te Simone (eruzione del 1811) ed i pendii della Serra delle Concazze con i dicchi.
Foto: G. Cumin, 26-IX-51

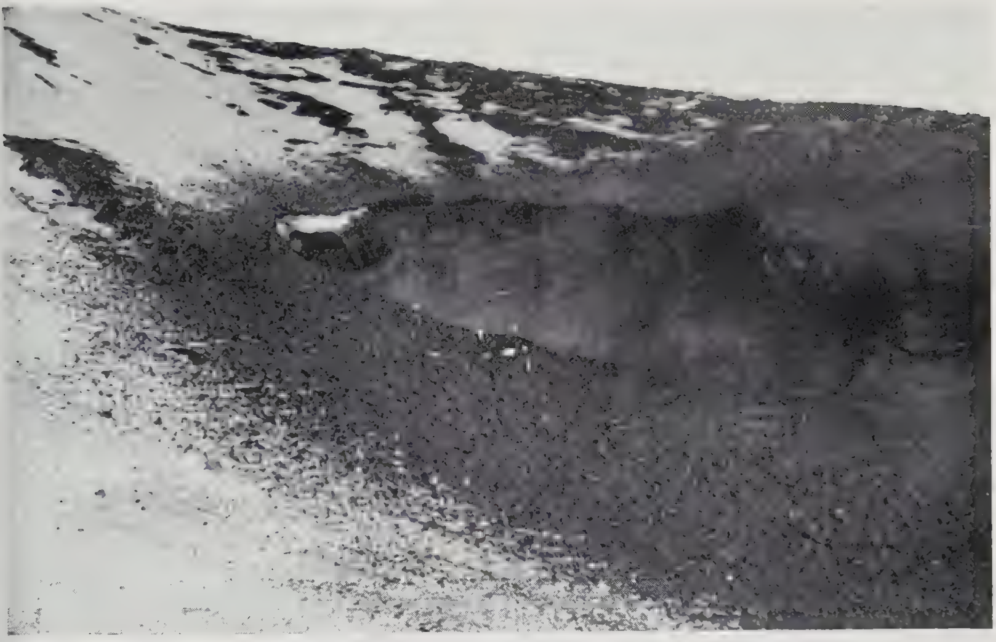


Fig. 1. - La bocca esplosiva N. 1 della serie superiore dell' apparato eruttivo.

Foto: G. STIX. 12-II-51

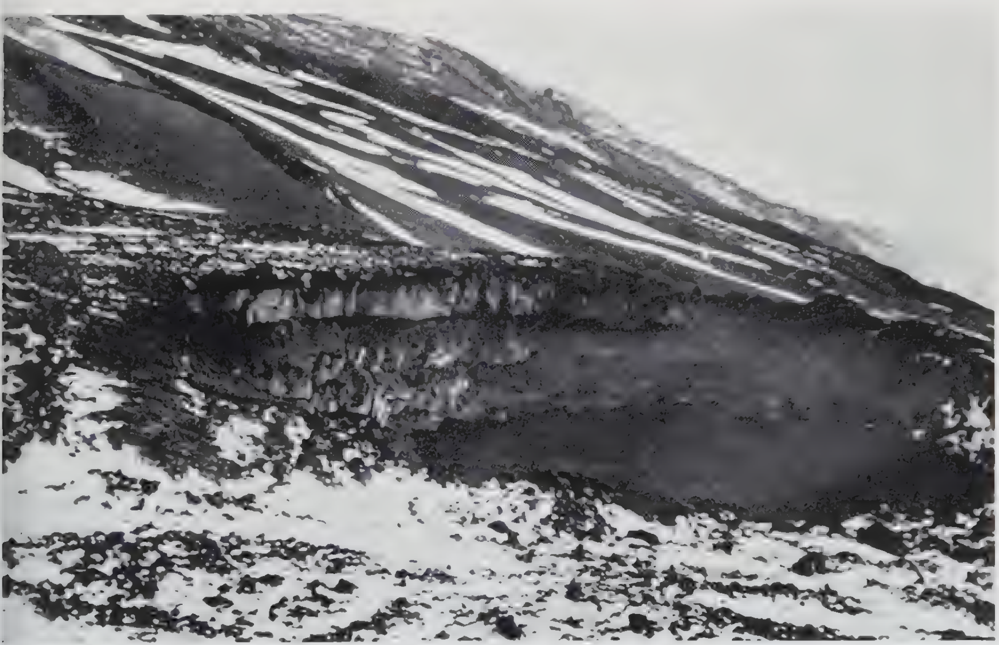


Fig. 2. - Lo sprofondamento dell' ottobre 1951 presso la bocca N. 7 dell' apparato eruttivo. Si osservino i banchi lavici che costituiscono i terreni della zona.

Foto: V. BARBAGALLO, 29-X-51

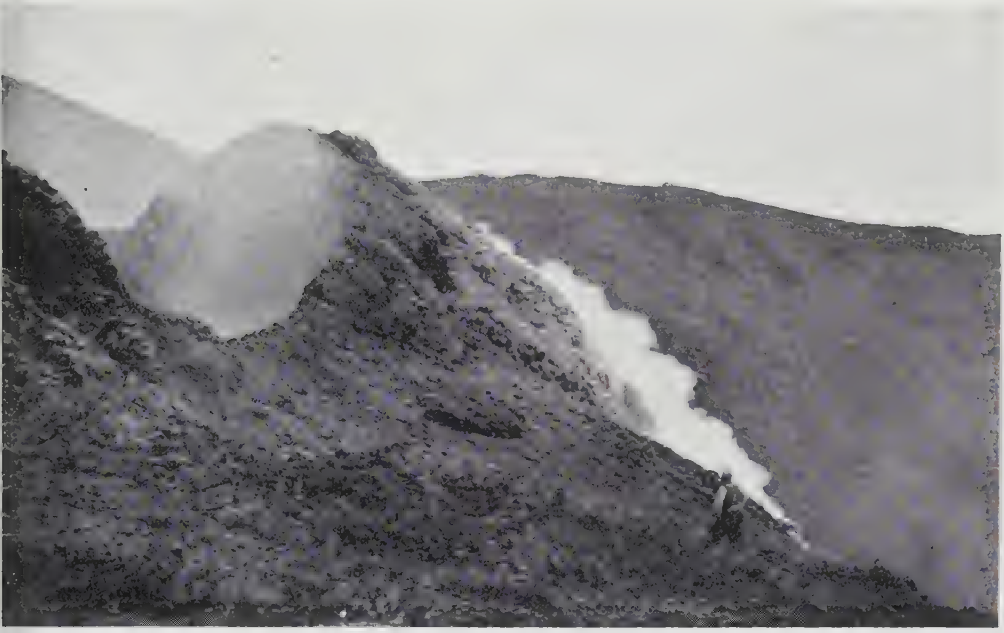


Fig. 1. - Il conetto di scorie della bocca effusiva. Sul davanti la lava raffreddata del ramo meridionale della ipsilon.
Foto: V. Barbagallo, 12-II-51

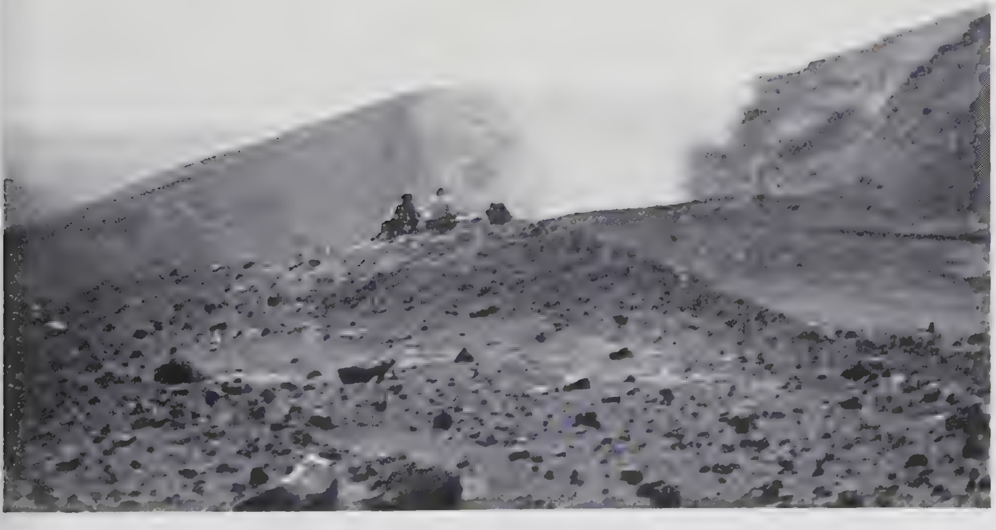


Fig. 2. - Il cratere, svasato verso nord, del M.te Gaetano Platania.
Foto: V. Barbagallo, [illegible]

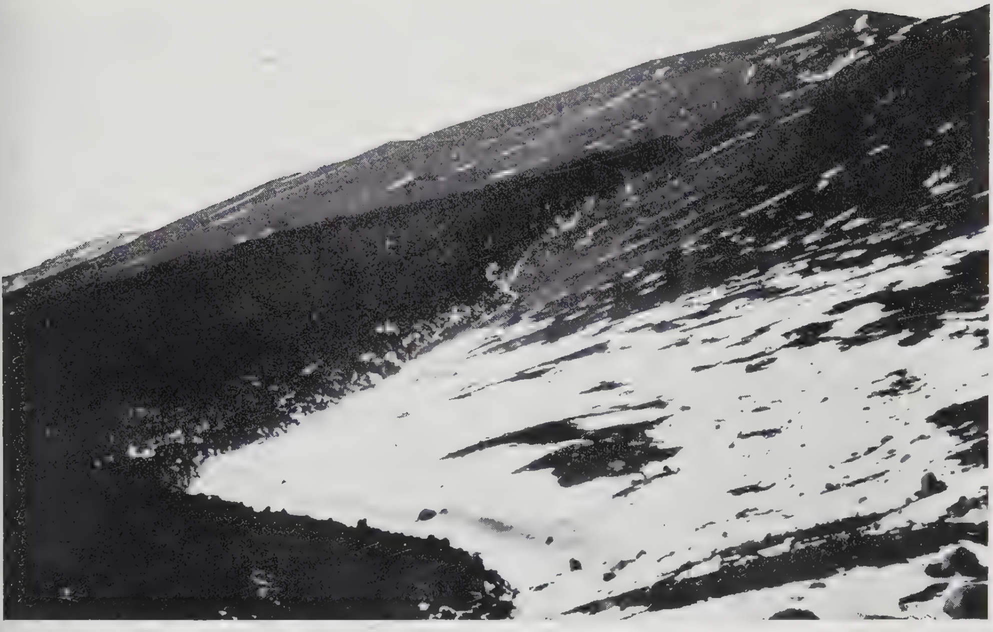


Fig. 1. - La conoide lavica formatasi negli ultimi giorni della eruzione sotto la bocca effusiva. La piccola colonna di vapori bianchi, in alto a destra, indica il posto della bocca esplosiva principale. Foto: G. Cumin, 2-XII-51

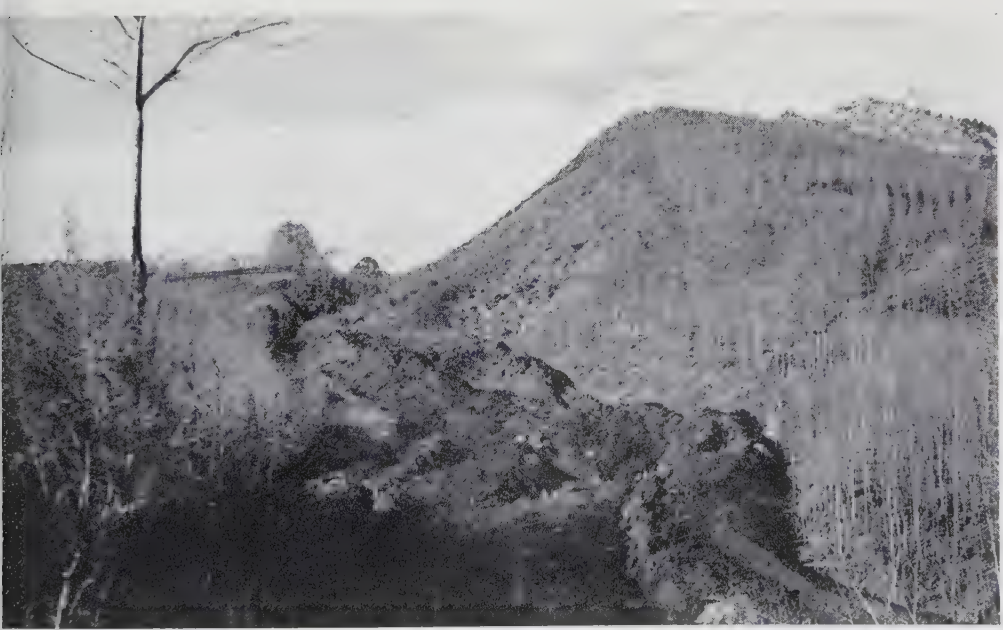


Fig. 2. - La colata lavica del Fosso Fontanelle. Si notino i fianchi ripidi dei solchi scavati dalle lave sovrapposte. Foto: G. Cumin, 20-I-52

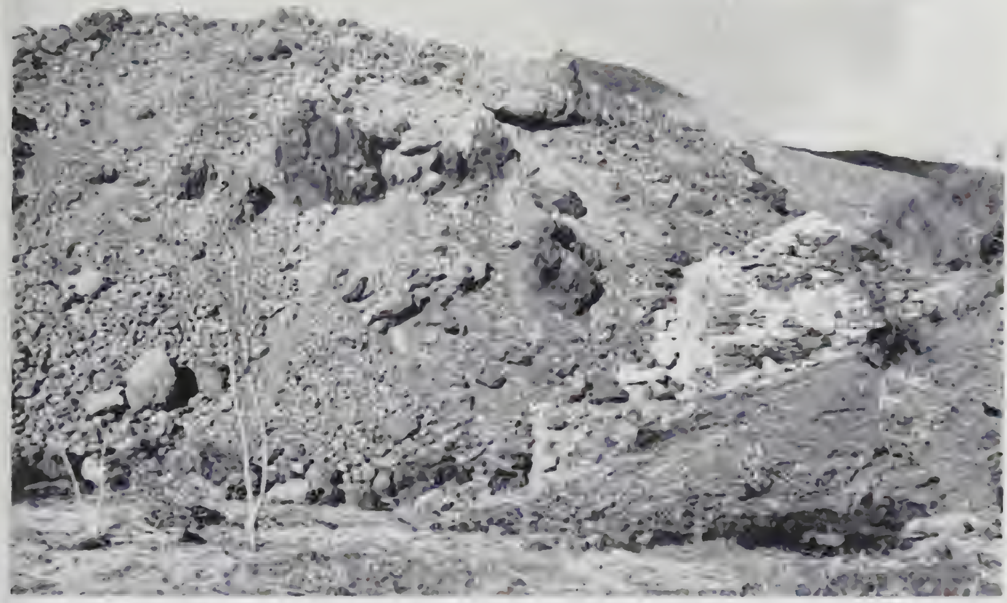


Fig. 1 - Fronte lavico, a blocchi, in Val Calanna.

Foto: G. Cumin, 25-I-51

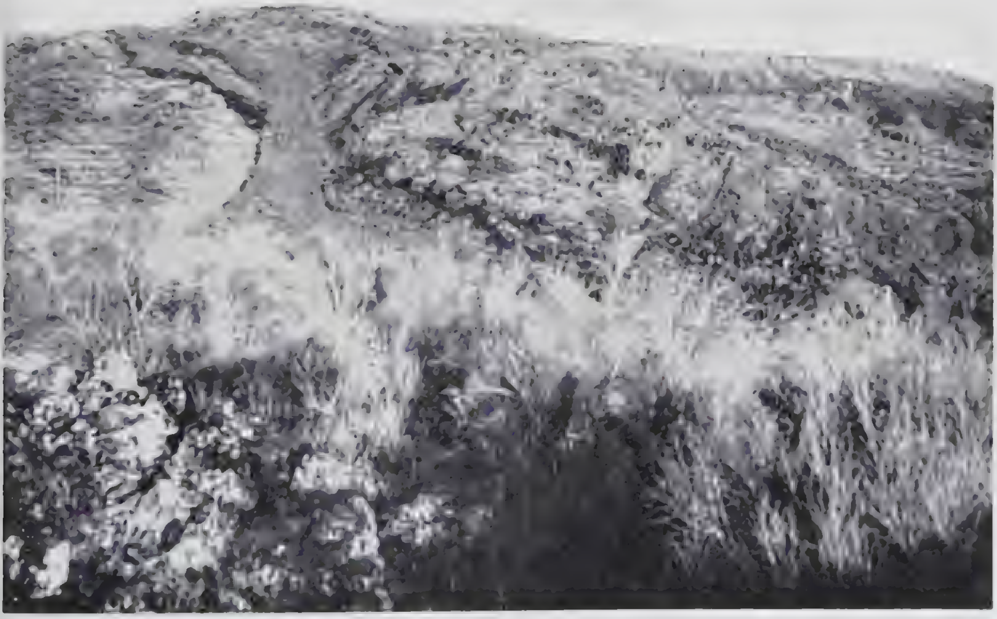


Fig. 2. - Fronte lavico del braccio sud, sopra Milo. Lava a blocchi con dagale; a sinistra una colata effimera.

Foto: G. Cumin, 12-X-52

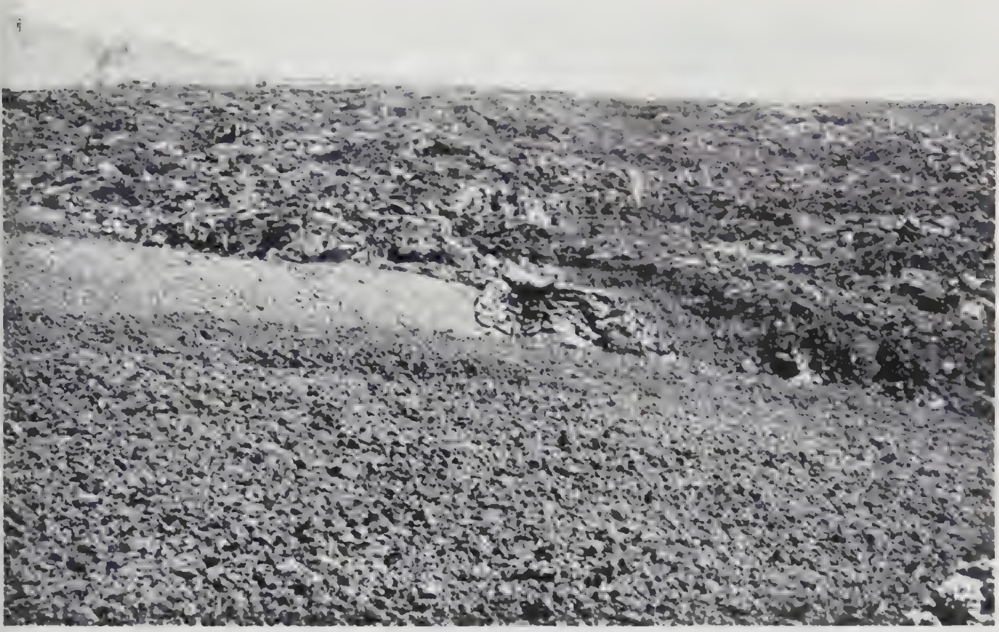


Fig. 1. - Colate laviche nella parte alta della Valle del Bove. In primo piano, lava a piccoli blocchi emessa il 25-XI-50, in fondo lava a «budella» della seconda fase effusiva.

Foto: G. Cumin. 26-IX-51

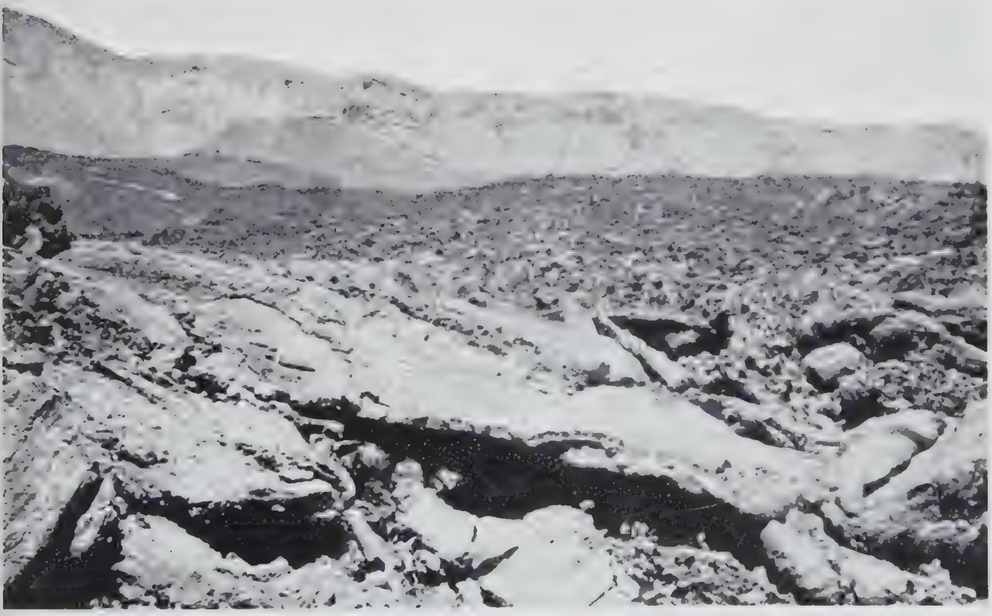


Fig. 2. - Lava a lastroni e budella della seconda fase effusiva. A destra un accumulo lavico.

Foto: G. Cumin, 17-VIII-52

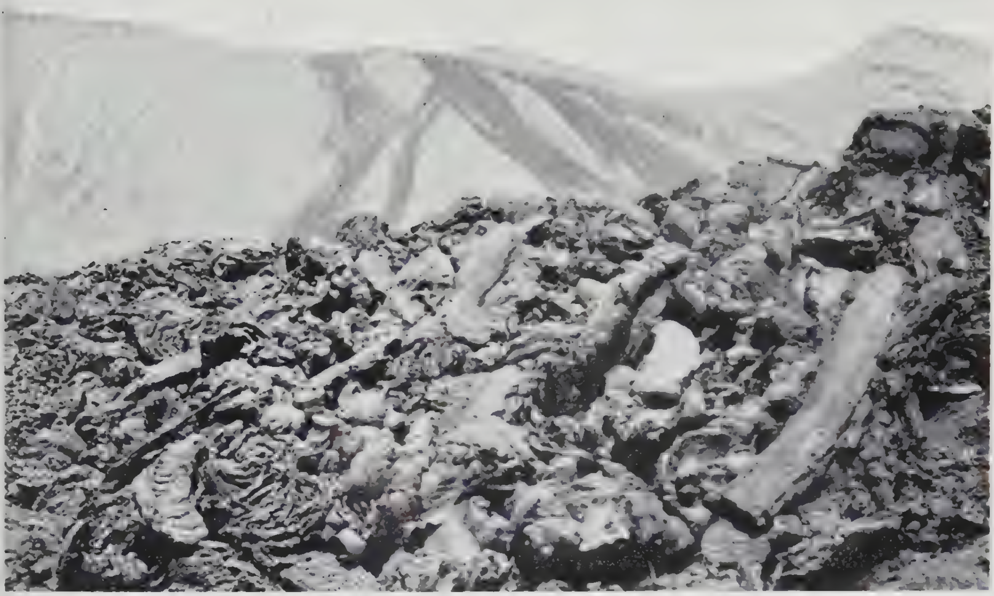


Fig. 1. - Lava a budella e corde della seconda fase effusiva, ai piedi dei M.ti Centenari; nello sfondo le colate del 25-XI-50. Foto: G. Cumin, 17-VIII-52

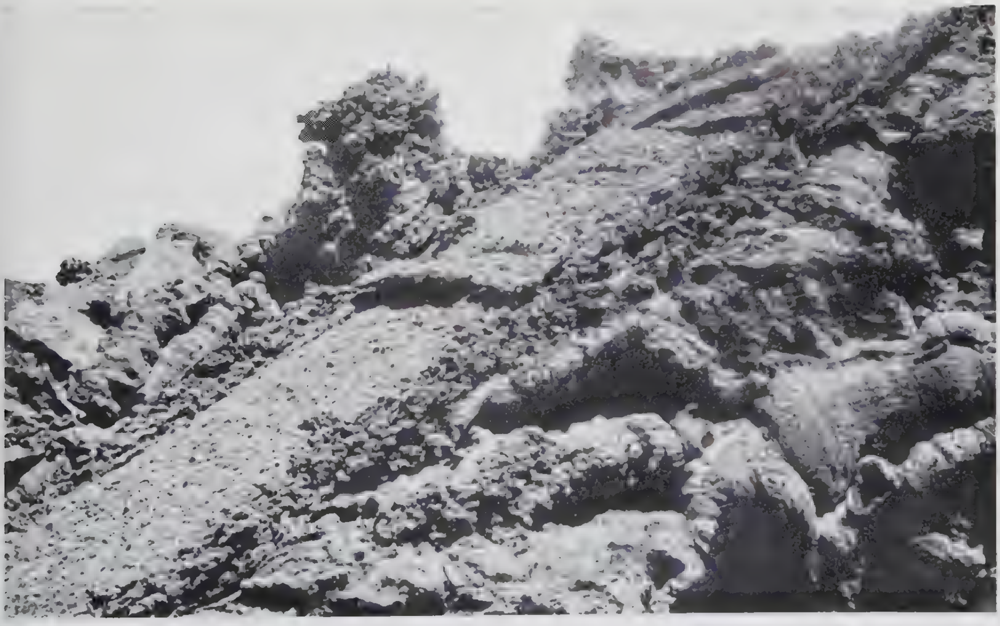


Fig. 2. - Lava a lastroni della seconda fase effusiva, presso i M.ti Centenari. Foto: G. Cumin, 17-VIII-52

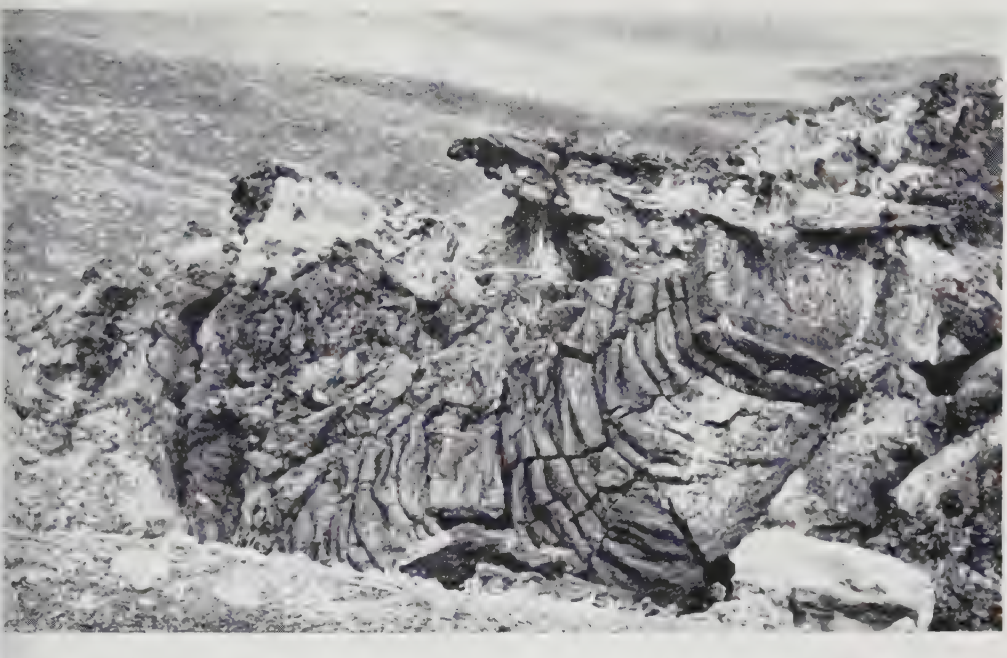


Fig. 1. - Lava a corde; efflusso lavico della seconda fase, tra M.te Lepre ed i M.ti Centenari.
Foto: G. CUMIN, 17-VIII-52

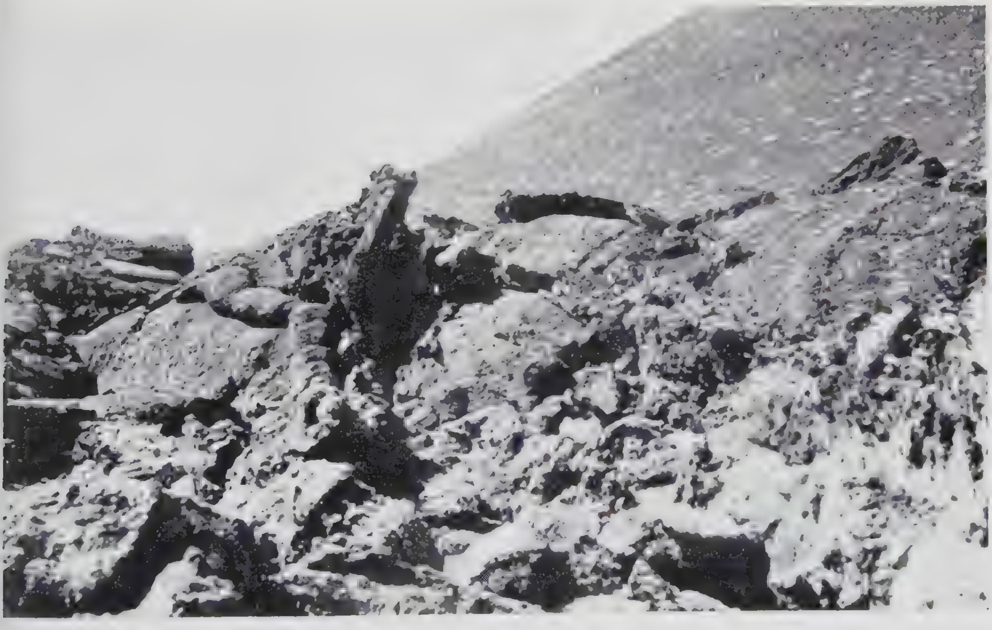


Fig. 2. - Lava a lastroni rotti e « budella », ai piedi dei M.ti Centenari.
Foto: G. CUMIN, 17-VIII-52

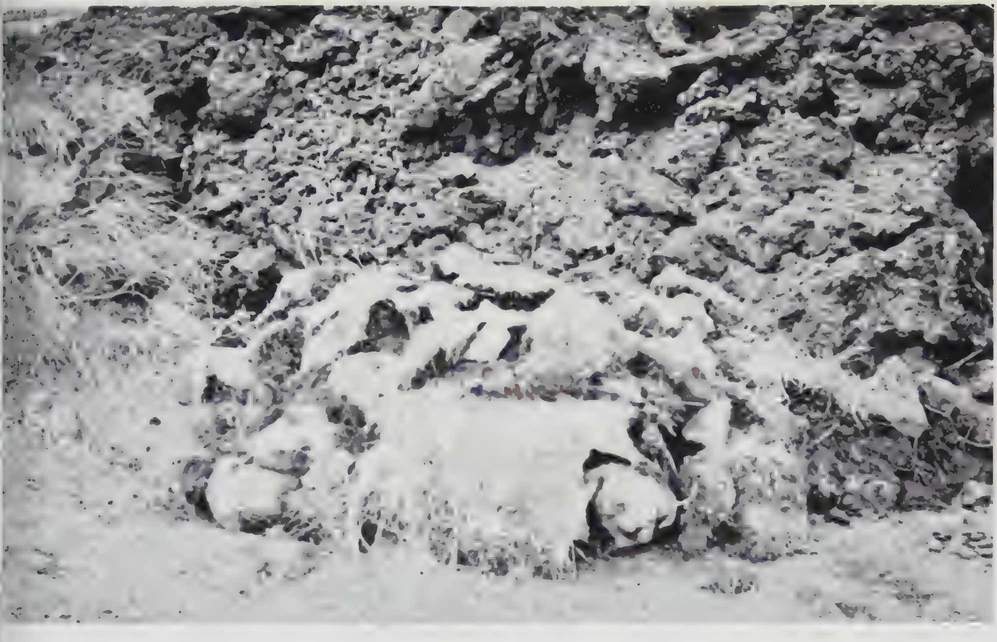


Fig. 1. - Terreno incoerente « esarato » dalla lava. Val Calanna.

Foto: G. Cumin, 18-I-51

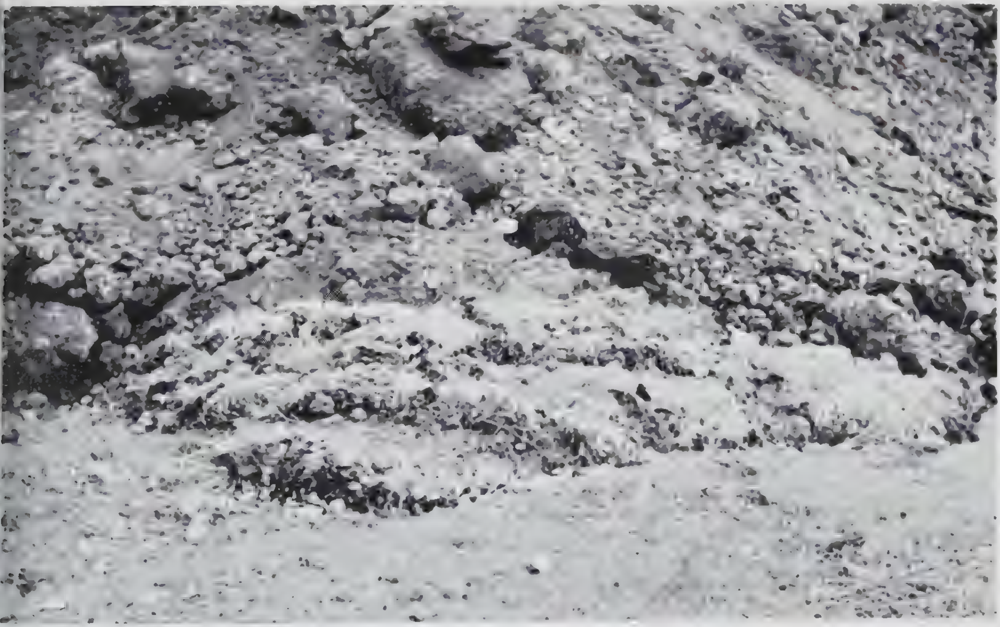


Fig. 2. - Terreno incoerente « esarato » dalla lava. Val Calanna.

Foto: G. Cumin, 25-I-51

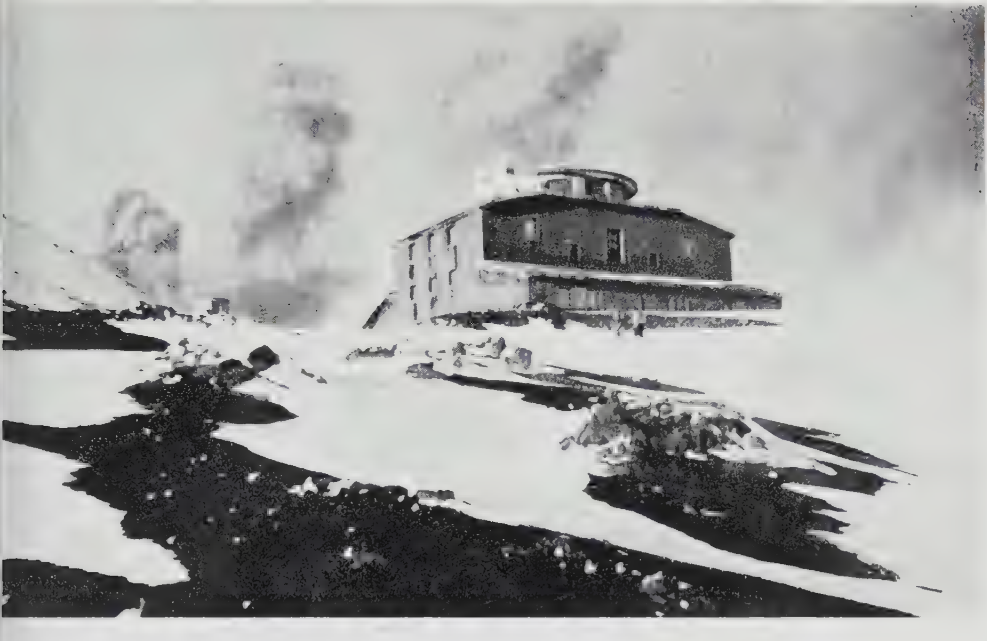


Fig. 1. - Emissioni di cenere bruna dal cratere di N. E. In primo piano l' Osservatorio Etneo.
Foto: V. Barbagallo, 26-IX-51

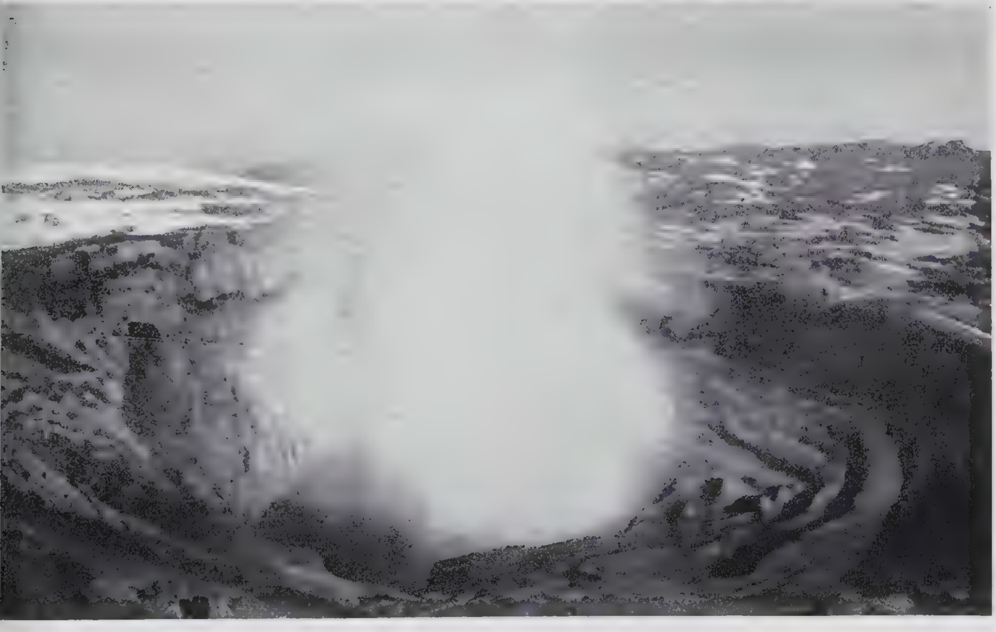


Fig. 2. - Il cratere di N. E. visto da sud-est. Emanazioni di vapori bianchi e copertura di ceneri brune.
Foto: V. Barbagallo, giugno '52

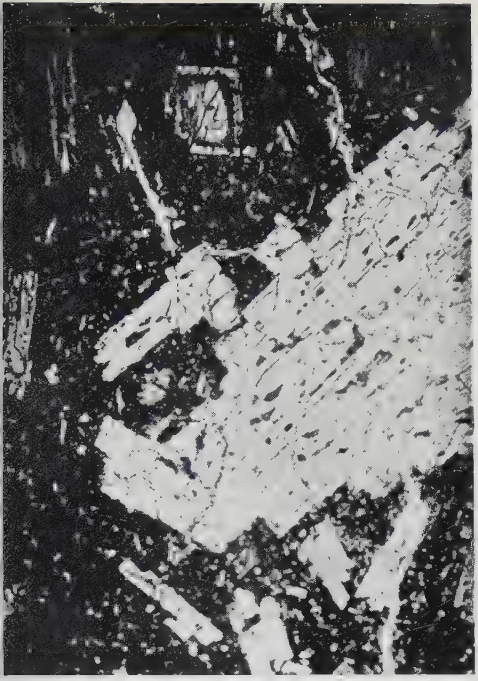


Fig. 1. - Colata effimera di Val Calanna. Fenocristallo di feldspato calco-sodico con inclusioni vetrose e feldspato zonato. Base con vetro e microliti feldspatici.

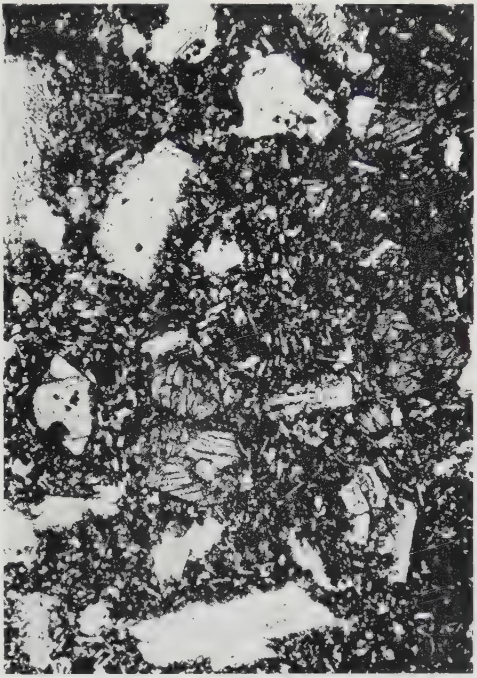


Fig. 2. - Colata sopra Rinazzo, fluita il 16-II-51. Fenocristalli di feldspati calco-sodici in parte riassorbiti. Nel centro cristalli di augite.

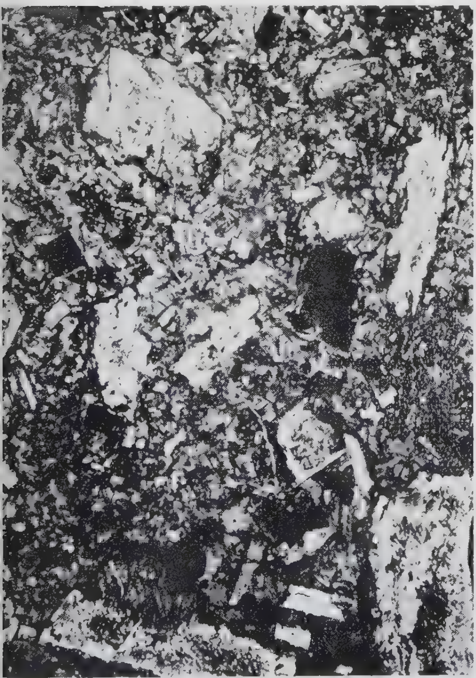


Fig. 3. - Lava a «budella» della seconda fase effusiva, fluita il 16-IX-51. Fenocristalli di feldspati calco-sodici e di magnetite. Base vetrosa.

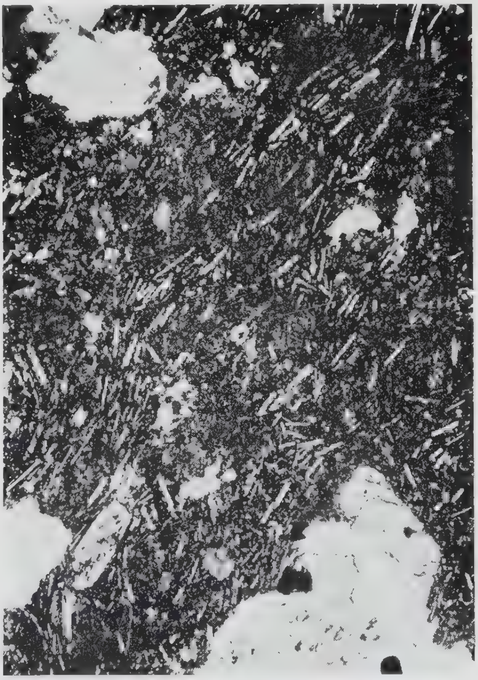


Fig. 4. - Colata del 25-XI-50 emessa dalla bocca effusiva superiore. Microliti feldspatici, di forma allungata e con accenno di struttura fluidale.

Tutte le microfotografie sono a luce naturale ed ingrandimento di 80 diametri.

AUSTRALIAN NATIONAL COMMITTEE ON GEODESY AND GEOPHYSICS

N. H. FISHER

Report of the sub-committee on vulcanology 1951

(With 9 figures)

CONTENTS

Rabaul . . . . pag. 71
Mt. Lamington . . . . » 74
Other Volcanoes . . . . » 75
Summary of Volcanic Centres of New Guinea . . . . » 78

Rabaul.

During the year vulcanological observations were resumed at Rabaul, Territory of New Guinea, with the appointment of Mr. G. A. TAYLOR as vulcanologist. Points for routine temperature control have been established on and inside the craters of Matupi, Vulcan, Rabalanakaia and Sulphur Creek, and along the foreshores of Matupi Harbour. An Omori-type two-component seismograph has been installed at Rapindik, (1.6 miles N.W. of Matupi crater). A recording tide-gauge has been set up at Rabaul and tide marks established around the harbour at critical points. Simple gas analyses have been made and a photographic record begun of fumarole areas. Preparations have been made to rebuild the former observatory on the original site, where the instrument cellars are still intact.

After the 1937 eruption of both Vulcan (Raluan) and Matupi (Tavurvur) temperature observations were maintained continuously until 1941. Seismographs were installed in April 1940 at the Rabaul Observatory and at Matupi Observation Post in

June 1941. The writer, N. H. FISHER, was in charge of this work.

Visible signs of activity at Vulcan decreased continuously from 1937 to the present and since the war the only sign of activity is an area at sea-level in the embayment on the northern side of Vulcan over which ground water temperatures a little above normal can be obtained.

At Matupi volcano, a strong cloud of gas continued to be given off after the 1937 eruption and from about the end of 1938 an increase in activity became apparent. The volume of gas given off was somewhat greater, hydrochloric acid gas was occasionally noticed, and from July 1939 a strong smell of sulphur dioxide was present.

On March 3rd, 12th and 16th 1940 small steam explosions took place in a mud pool in the bottom of the crater. A general increase in volume of gas and amount of sulphur dioxide was noticeable, and towards the end of the year several areas of hot ground on both the inner and outer slopes of the crater increased in size, active vents were formed and sulphur dioxide given off copiously. On September 12th 1940 and again in January 14th 1941, very severe earthquakes of tectonic origin, but with epicentres close to Rabaul, were felt throughout Gazelle Peninsula. The one of Jan. 14th 1941 was preceded by strong tilting movements at Rabaul Observatory (FISHER, 1944).

During the first week in November 1940 temperatures above 100° C. were recorded for the first time in one of the fumaroles in what is known as the 1878 crater, on the western side of the main Matupi crater. During the month of December the temperature of this fumarole rose from 103° to 260° and during the first five months of 1941, the signs of activity steadily increased. At the beginning of June a temperature in some of the fumaroles of 400 degrees was recorded, gas pressure had increased, many new vents were formed, and very corrosive gases were given off. At 7.40 am. June 6th 1941 the volcano burst into eruption and continued erupting spasmodically and at times spectacularly until about March or April 1942.

During the first two days only dust and solid rocks were thrown out, after that hot bombs, including many very fine examples of breadcrust bombs, were ejected. Periods of continuous eruption ranged up to six weeks in length, with breaks up to 10 days in between. Each eruptive period was preceded by a crop of volcanic tremors recorded on the seismograph. While eruptions were in progress tremors of a different type were recorded.

Very little damage was done by the eruption but from June to November the dust cloud was blown directly over Rabaul and was a very considerable nuisance. Most of the damage that was done was due not so much to the mechanical effects of the dust as to the corrosive effects of the gases in the dust cloud and the salts deposited with the dust. During the north-west season, December to March, the dust cloud was blown out to sea and did no damage.

The Japanese invaded Rabaul on January 21st 1942, and all seismograph records up to that time were destroyed, also most of the other records and all the Observatory equipment.

In 1946 the craters were examined by the writer for the first time since the war. Decrease in activity at Vulcan was found to have been continuous (there was no response at all from Vulcan to the 1941-42 eruption at Matupi). The Matupi crater was descended for the first time — it had been quite inaccessible before the war — and it was found that only a comparatively small crater in the bottom of the 1937 crater had been built up by the 1941-42 eruption. The state of activity at Matupi has reverted approximately to what it was before the 1937 eruption and no apparent change has taken place from 1946 to the present. The volcano appears to have settled down for a long period of dormancy.

Mt. Lamington.

This violent Pelean type eruption took place on January 21st 1951 at 10.45 am. and completely devastated an area of 6 to 7 miles radius, killing all the population within the area, except a few on the marginal fringe of the devastated area. A further eruption, not as severe as the first one, occurred the same night at about 9.30 pm. and this was characterized by more explosive activity. Porous bombs were ejected and smaller fragments were carried to the north-west for a considerable distance — up to ten miles or more.

The volcano was comparatively quiet for the next ten days and then the building up of a lava-dome in the crater began. This was accompanied by repetitions on a small scale of the glowing cloud type of eruption, particularly on February 11th, 18th, 22-24th and March 5th. The last one was easily the most severe, and destroyed a considerable part of the northern side of the lava-dome which by this time had built up to more than 1000 feet above the crater floor. Extensive ash flows took place on the northern side of Mt. Lamington.

A two component Wood-Anderson seismograph was installed at Sangara Plantation 8½ miles from Mt. Lamington and began recording on February 7th. An average of about 30 tremors per hour was recorded during the first few weeks of operation. The glowing cloud type of eruption is generally immediately preceded by a very great increase in the number of tremors recorded.

A very complete photographic record is also being maintained of the progress of the eruption. Visits have been made to the crater to obtain samples and preliminary petrological examination of some of these has shown that the material ejected during the 1951 eruptions is a porphyritic hornblende andesite, consisting of strongly zoned basic labradorite, green hornblende, biotite, magnetite, apatite, anhydrite and a little pyroxene, in a glassy ground-mass. Older volcanic rocks are somewhat more basic in composition and contain brown hornblende, partly or wholly replaced by magnetite, pyroxene and plagioclase, monoclinic pyroxene and a small percentage of olivine. Experiments conducted with deformed plastic materials recovered from Higaturu indicate that the temperature of the glowing cloud at a distance of 6 miles north of the crater was about 200 Centigrade or a little higher for a period of 1 to 2 minutes.

Other volcanoes.

Mt. Goropu in Papua, about 80 miles south-east from Mt. Lamington, was in eruption in 1943 and 1944. A description of this activity was published by BAKER (1946). This eruption is of particular interest in that it took place in an area previously thought to be occupied entirely by pre-Tertiary rocks. Examination in June 1951 by G. A. TAYLOR and A. K. M. EDWARDS showed that the 1943 eruption did actually break through highly metamorphosed rocks, but a number of old volcanic cones lie between this new crater and the coast.

On *Long Island,* off the north coast of New Guinea, the large crater lake known as Lake Wisdom was shown by air photographs during the war, to have a small crater in its southern part which has obviously been active in the not too distant past. Long Island must therefore be added to the list of active volcanic centres in New Guinea.

Mt. Galloseulo, on the north coast of New Britain, is another volcanic cone that has been shown by recent examination to possess a definite crater, from which small quantities of steam are still being given off. The crater is situated on the western rim of a large closed caldera, which is partly occupied by a crater lake.

An aerial examination of *Mt. Taroka,* also, in the southern portion of Bougainville Island, has established the presence of a crescentic lake situated between an old crater rim and what appears to be a central lava dome. Several solfataras lie around the lake area; the largest one is on the north-western side of the lava dome.

The presence of previously unknown craters has also been established on *Rooke Island* (2) and *Sakar Island*. None of these shows signs of activity.

Aerial examination of the *Father* (*Ulawun*), volcano on the north coast of New Britain, shows that the former deep crater throat has caved in and no eruption has taken place for many years, though no details are available of its behaviour since 1937.

A similar examination of *Mt. Victory*, south-west of Tufi in Papua, showed that several areas around the crater, which is not well-defined, are steaming gently. This volcano has obviously not been active for a very long period.

Mt. Bagana, on Bougainville Island, has been continuously active and is easily the most active of the New Guinea volcanoes. An attempt was made by TAYLOR in 1950 to climb the mountain but was not successful because of the continuous eruptive activity. It is suspected that eruptions of the glowing cloud type have occurred at Bagana, but no damage has been done as there is no population in the immediate neighbourhood. Specimens collected by TAYLOR of eruption products and flows have been subject to brief petrological examination. They are andesitic in character, with phenocrysts of basic plagioclase, magnetite, pyroxene and in some cases brown hornblende in a glassy ground-mass. Olivine was found in one specimen only.

Mt. Balbi, 20 miles north-west of Bagana, was examined in November 1950 by G. A. TAYLOR and in April 1951 by A. K. M. EDWARDS. Five craters are aligned along a north-south ridge and another old crater lies to the west. The crater second from the south end is the most recently active and is still vigorously giving off steam and sulphur-bearing gases. The date of the last eruption of Mt. Balbi is not known.

No information is available on the behaviour of *Manam Island* off the north coast of New Guinea or of the other New Guinea volcanoes during the last ten years.

The attached table summarizes the up-to-date information about the volcanic centres in New Guinea.

REFERENCES

BAKER, G. — 1946 — *Preliminary Note on Volcanic Eruptions in the Goropu Mountains, South-eastern Papua, during the period December 1943 to August 1944*. J. Geol. 54, 1, p. 19.

FISHER, N. H. — 1944 — *The Gazelle Peninsula, New Britain, Earthquake of Jan. 14th, 1941*. Bull. Seism. Soc. Amer. Vol. 34, No. 1.

29th June, 1951.

SUMMARY OF VOLCANIC CENTRES OF NEW GUINEA

NAME	APPROXIMATE HEIGHT ABOVE SEA-LEVEL OF HIGHEST POINT FEET	TYPE OF ERUPTION AS FAR AS IS KNOWN OR CAN BE ESTIMATED	POPULATION IN ADJACENT AREA
ISLAND GROUP			
Bam Island	1,960	Mild Explosive	Small native population on island.
Manam Island	4,265	Intermittent explosive, with occasional lava flows.	Considerable native population 3 miles from crater.
Karkar Island	6,065 (highest point on actual crater rim is 5,025 feet)	Mild explosive; fragmental cone in old crater.	Large native population and several plantations 5-8 miles from crater.
Long Island	Mt. Reamur 4,278 Crater Lake 500	Small fragmental cone building.	Very small.
NEW BRITAIN GROUP			
Ritter Island	400	Violent explosive after long interval, with tidal wave.	None on island; quite a number on adjacent coasts; nearest 5 miles.
Langila	3,800	Mild explosive; lapilli and sand.	Small coastal villages 7 miles distant.
Benda	1,300	Probably mild explosive, with lava flow.	Small village 3½ miles distant on other side of lake.
Garbuna	2,350	Probably in solfataric stage.	5 miles to Kilu village on east coast.
Pago	2,375	Explosions of pumice, with lava flow.	None nearer than coast, 6 miles N. E.
Galloseulo (Ibi)	3,848	Not known; probably mild explosive type.	Bialla Plantation and several villages 5 miles W. and N.W.
South Son (Bamus)	7,376	Lava plug and possibly glowing cloud; no known eruptions.	Small.

Father (Ulawun)	7,546	Intermittent explosive; basaltic lapilli.	Ulamona Mission 7 miles N.W.
Lolobau	2,720	Pumice fragments and lava flows.	Very small.
Rabaul:			
Vulcan	742	Violent explosion of pumice fragments after long interval.	Considerable native population to west and north-west, Rabaul 4 miles N.N.E.
Matupi	750	Steam explosions and fragmental basaltic eruptions.	Matupi Island 1½ miles W. Rabaul 3 miles N.W.
Rabalanakaia	400	None known.	Rabaul 1½ miles N.W.
BOUGAINVILLE GROUP			
Lihir Island	1,640 (highest point in island)	None known.	Four plantations and many natives villages.
Balbi	8,502	None known; probably explosive type.	Few villages 6-8 miles distant.
Bagana	5,730	Very active explosive, lava flows and probably glowing clouds.	None close. Torokina 12 miles S.W.
Taroka	6,320	None known.	Scattered native villages 4 miles away.
PAPUAN GROUP			
Mt. Lamington	5,300	Violent Pelean (glowing cloud) after long interval.	Formerly large - 4,000-5,000 natives and 30-40 whites.
Goropu	?	Explosive; lapilli dust, etc.	None close.
Mt. Victory	6,135	Probably mild explosive. No recorded eruptions.	Considerable coastal population to east; Wanigela 11 miles S.W.
Fergusson Island (Numa-Numa crater)	1,600	None known.	Considerable native population 2-4 miles W. and S.W.

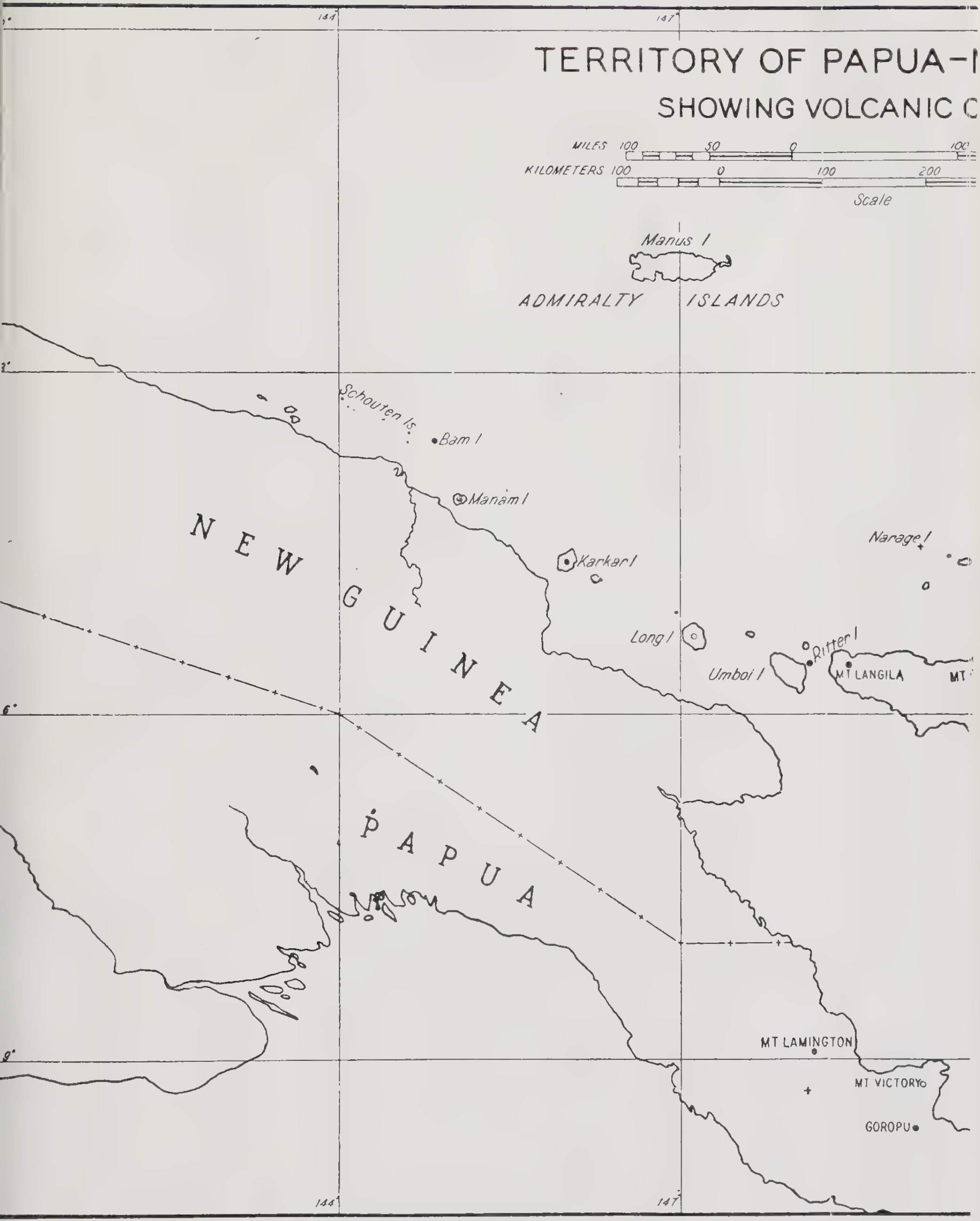
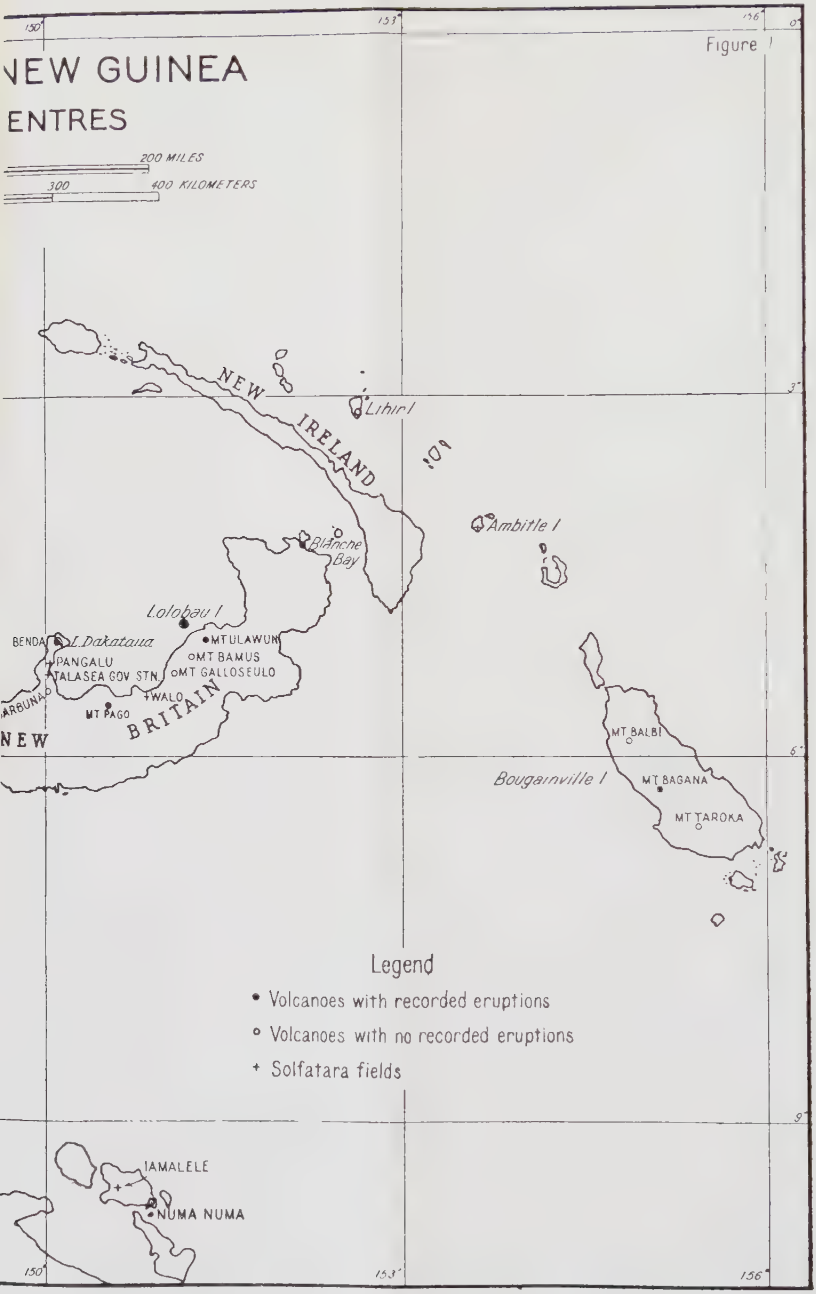


Fig. 1 - Map of New Guinea showing positio



s of the Volcanic centres.

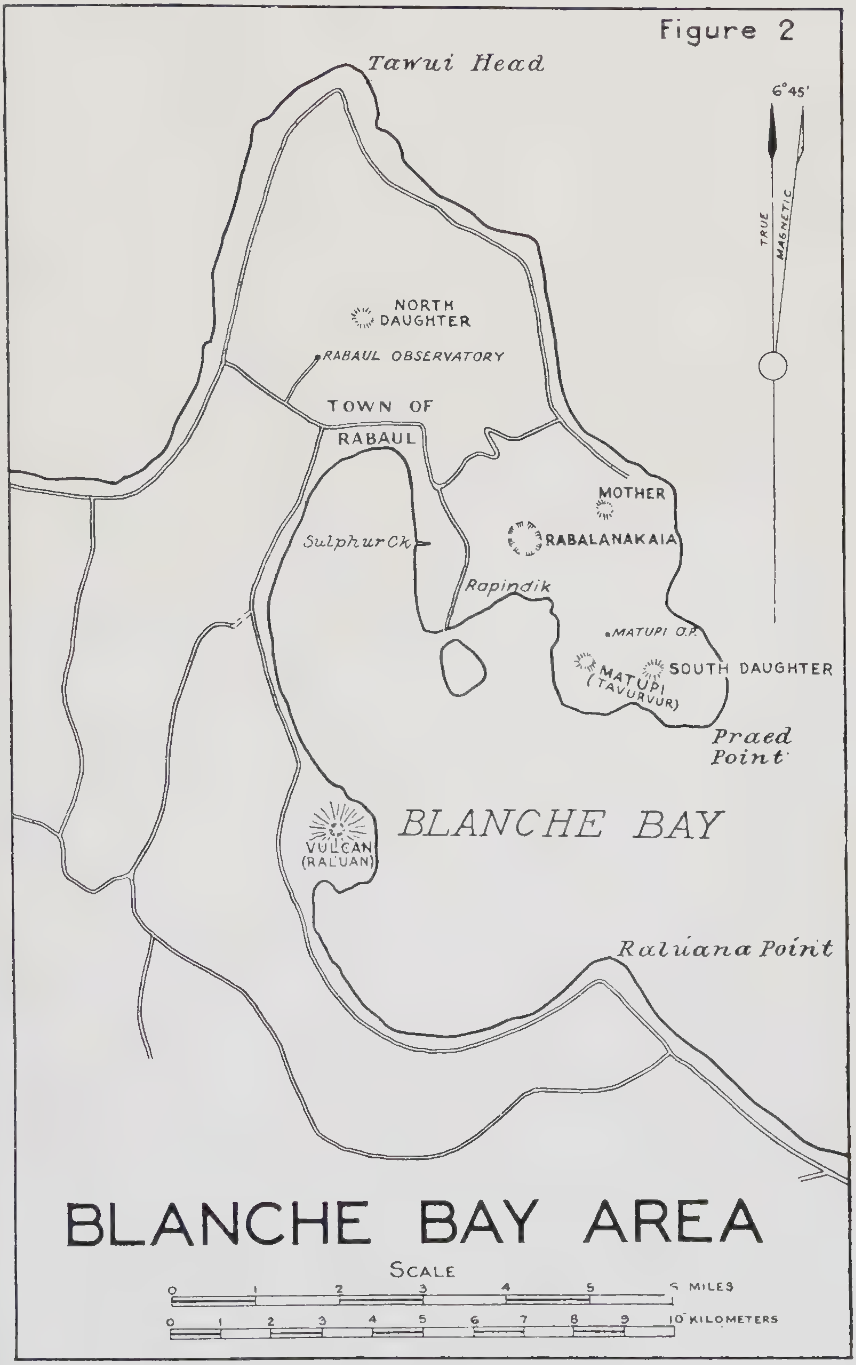


Fig. 2 - Map of Blanche Bay, New Britain.

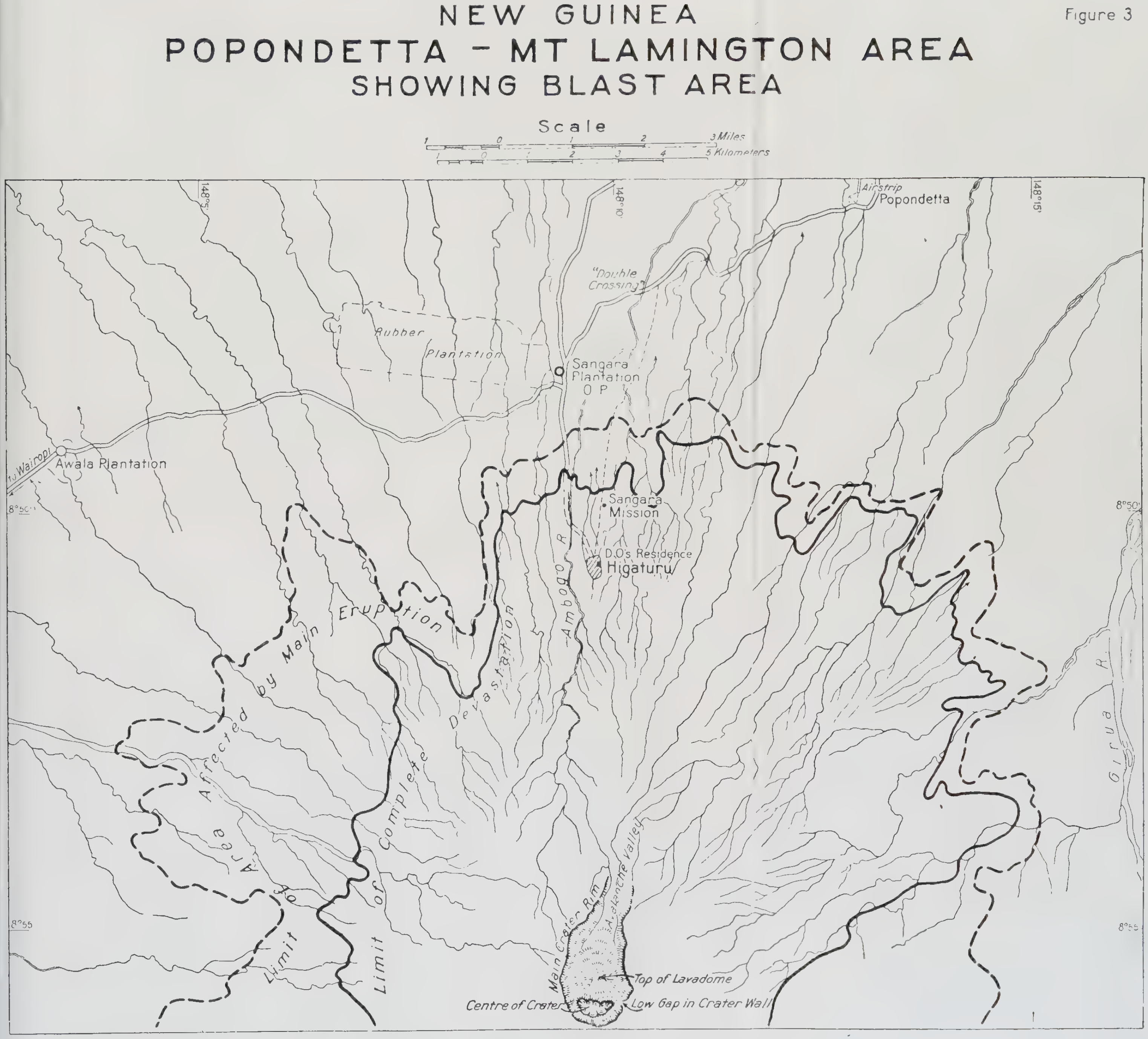


Fig. 3 - Map of the Mt. Lamington Area.

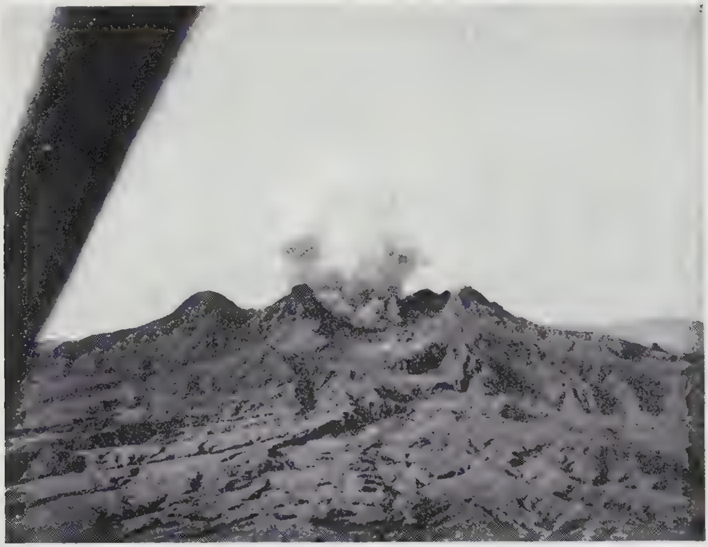


Fig. 4. - Mt. Lamington as it appeared immediately after the eruption of January 21st. Note the absence of the lava-dome.

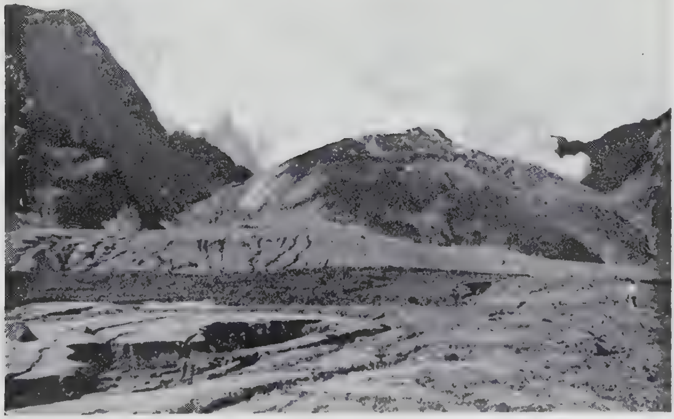


Fig. 5 - Lava-dome and Avalanche Valley, Mt. Lamington. Ash and boulder deposits of the main eruption in the foreground.

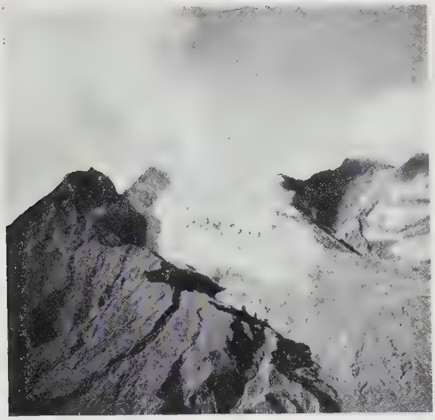


Fig. 6 - The Mt. Lamington crater and lava-dome. April 1951

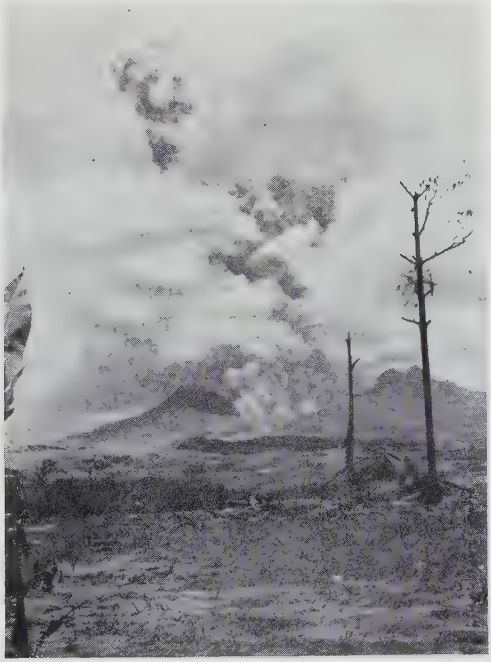


Fig. 7 - Eruption with small nuée. Taken from Higaturu. February 11th, 1951 at 12.45 pm.

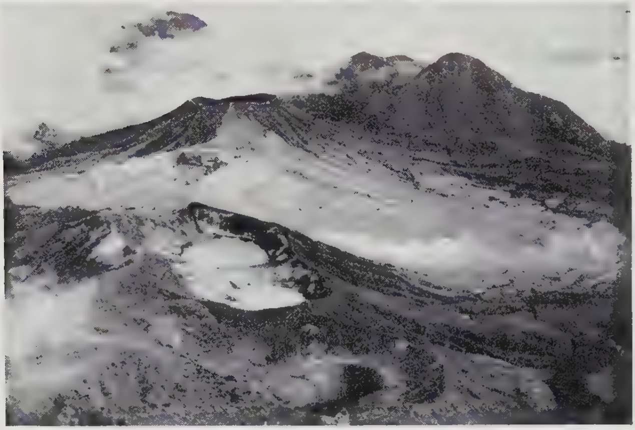


Fig. 8 - The craters of Mt. Balbi, Bougainville Island, looking south.

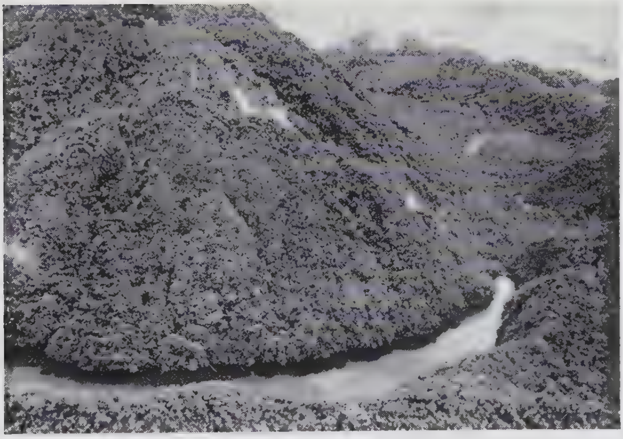


Fig. 9 - Lake Loloru on Mt. Taroka, Bougainville Island. Lava-dome on left, with solfataric patches.

G. A. TAYLOR

Vulcanological observations Mount Lamington 29th May, 1952

The reappearance of incandescent lava in the crater of Mount Lamington, during January 1952, was at first viewed with some concern, especially as this phenomenon was accompanied by a remarkable persistent occurrence of earth tremors. The subsequent fall in temperature and detailed consideration of the pattern of activity with earlier correlations lead to reassuring conclusions.

PRECEDENT HAS ESTABLISHED A SEQUENCE

Mount Lamington had its prototype in Mount Pelée, the 1902 eruption of which produced an outburst of Plinian magnitude and annihilated the city of St. Pierre by a phenomenon new to science, « the glowing cloud ».

Subsequent investigation of this lethal and most destructive of all volcanic manifestations has brought to light a pattern of activity which is explained by assuming the existence of a definite sequence in the physical composition of the lava column. Lamington has conformed very closely to the mode of activity established for its type. It seems practical to make a prediction of future activity with reasonable reliability and at the same time make recommendations which cover abnormal behaviour, should it occur.

Catastrophic eruptions are characteristic of closed conduit volcanoes, since long periods of dormancy are conducive to the accumulation of the great gas pressures which supply the energy for such eruptions. Prolonged quiet also allows the solidification of the lava plug in the conduit, thus providing the resistence cap for confining the pressure. Time, then, may be the most important factor governing the magnitude of volcanic eruptions.

Observations of the eruptive habit of certain types of closed conduit volcanoes has led to the theory of a definite sequence in the distribution of gas concentration in the lava column. The concept invisages a sequence in which the highest concentration of gas occurs in the top of the lava column beneath the restraining plug. Under it lies an intermediate transitionary zone of moderate gas concentration separating it from the relatively gas free, and consequently non-explosive lava, of the lower column. Thus under certain conditions, a pattern of activity which involves major explosions in the early stages of an eruption and gradual decline in explosibility to the extrusion of gas-free lava, can be anticipated as the normal sequence of events. Mt. Pelée has followed this pattern in both the 1902 and 1929 eruptions.

Let us examine the conformity of Mt. Lamington in this respect and see how far it seems justified to follow this analogy.

THE SEQUENCE OF MT. LAMINGTON

The initial activity of Lamington took the form of an expulsion of dust-laden gas. It was small in volume but increased in intensity day by day. Earthquake swarms preceded and accompanied this surface manifestation. This early activity was evidently concerned with the penetration, assimilation and disruption of the plug which confined the enormous latent pressures of the upper part of the lava column. On Sunday 21st January 1951 at 10.40 hours, the volcano exploded with catastrophic violence, and devastated a surrounding area of more than 100 square miles. Gas concentration in the lava was of such a high order that it appears to have been auto-explosive. For, on leaving the vent, it disintegrated into small gas emitting fragments to form the great black cloud which swept with such extraordinary mobility down the slopes of the mountain as an agent of death and destruction.

Four days of calm followed.

Before a week had passed, the lava column emerged from the crater and began to form a dome. Already gas concentration had fallen to a level that permitted the extrusion of inert lava. Here seemed to be the beginning of the phase change to quiet effusion.

As was to be expected, the transition was not a sudden one for overlapping by the explosive phase occurred. Seven weeks of intermittent explosive activity culminated in the March eruption, which removed more than half the then large dome and poured it over the northern and north-eastern slopes. Although the distribution of the glowing lava from this outburst exceeded, in a few places, the actual distance covered by the original eruption, its power was not comparable. It lacked the extreme mobility and velocity of its predecessors. A definite decline in gas concentration was apparent. The trend was confirmed by the relatively minor outburst of late March and June. The gradual transition indicated by these minor events seemed a good augury for a complete phase change to the quiet effusion of gas-free lava.

Further confirmation appeared to be supplied by a decline in seismic activity. Earth tremors, during the preceding explosive phase, had been consistently numerous and each paroxysm had been preceded or accompanied by a steep rise and fall in the frequency of tremors. The frequency fell to a low level after June.

It seemed that the volcano had finally entered the long-continued dome-building phase, which had been characteristic of the later activity of Mount Pelée's eruption.

A RECURRENCE OF EARTHQUAKE SWARMS

Towards the end of August, however, a recurrence of earthquake swarms brought to mind the danger of generalizing on the phase pattern of a volcano with no history of its previous eruptive habit. The possibility that a migration of pressures from regional pockets might supply the energy for further eruption could not be ignored. The area around the volcano was closed for several weeks pending the clarification of the trend suggested by this development.

The frequency graph for the earth tremors rose slowly to a broad peak in September - October and, almost imperceptibly, began to decline. That decline continues today.

Previous correlations had suggested increased earthquake occurrence as highly significant phenomena indicative of the imminence of explosive activity. Up to date there has been no such activity associated with this secondary seismic development. What then is its significance ?

Particular comparisons with other Pelean volcanic types are of a doubtful assistance. Earth tremors do not appear to have been a conspicuous feature of the activity of Mount Pelée. On the other hand each of the 1902-03 paroxysms of Soufrière of St. Vincent were heralded by earthquake swarms. Petrological similarities of Soufrière and Lamington might suggest an analogy, but the stage of volcanic development of Soufrière was different to that of Lamington. Soufrière did not produce the important diagnostic feature, the lava dome.

At Lamington earlier observed relationships suggest that earth tremors are caused essentially by the migration of gas in association with a viscous magma. Even with the absence of surface explosions, there seems little reason to seek another explanation for this secondary seismic development.

The form of the tremors remains substantially the same and it seems quite reasonable to suppose that the energy transfers, indicated by these subterranean disturbances, are finding expression in dome-building and relatively slow gas emission from the crater. The relationship is not obvious from the study of records but with a viscous slow moving magma, a time lag between cause and effect would not be unexpected. Such a trend was observed even during the explosive phase. The essentially slow rise and fall in the frequency of earthquakes seems to imply correspondingly quieter activity, more casual relationships and permanent decline.

In any case earthquakes from volcanic sources are by no means an invariable indicator of approaching eruption. The volcanoes of the Lesser Antilles have yielded several examples of seismic crises without subsequent eruption. The seismic crisis of Montserrat in 1933-37 is a case in point. Earth tremors continued there for five years without culminating in eruption.

Field observations suggest considerable variation in the origin of the Lamington earth tremors. Distribution of intensities in the area have indicated centra more deepseated and remote from the crater than earlier occurrences. Such a development presents conditions which are the reverse of those associated with increasing activity. Admittedly field evidence, with its many variables, is slender material, but at least it conforms with other observations. Unfortunately the seismograph at present in use is not designed for vulcanological observations and consequently it is not possible to confirm these observations by plotting the foci of tremors.

Other intrinsic features of this secondary seismic development are reassuring . A microseismic ground movement, which has been often characteristic of conditions of high explosive potential, is absent from the records. Even assuming that the present subterranean disturbance is a prelude to explosive eruption, its absolute magnitude does not indicate an eruption of major proportions.

At this stage, it seems that the only event likely to produce an eruption of serious proportions, would be a major disruption of regional strata which added fresh magmatic energy to the volcanic unit; an event unpredictable and rather improbable. The balance of evidence points to mild effusive activity and slow decline.

OTHER SUBTERRANEAN MOVEMENTS

Although severe limitations are placed on the interpretation of the readings of the single tiltmeter installed at Lamington, since the environs of some volcanoes have proved to consist of a number of independently moving blocks, the records appear to throw some light on the movement of the underlying lava mass, or, at least, on the stresses placed on the superincumbent strata. The instrument indicates almost continuous fluctuations and each spasm of renewed activity appears to be associated with an uplift of the mountain block. Present readings suggest a continuation of these subterranean stresses but the range of variation has shown a tendency to decline in recent months. The trend is symptomatic of the general pattern of decline with longer periods of calm alternating between the more active conditions of the crater.

VARIATION IN THE GLOWING CLOUD

The transition from explosive to inert gas-free lava has been a gradual one. This is best illustrated by the decline in intensity of the glowing cloud phenomena.

Gas concentration in the expelled lava seems to govern the degree of fragmentation, mobility and range of the material which moves down the slopes of the volcano. Dust and fine grey sand were the predominant constituents of the early incandescent clouds which rolled with such astonishing rapidity down the slopes. These mobile masses of « gas-jacketed » lava fragments appear to have attained velocities exceeding 100 miles per hour. Only slightly impeded by topographical obstacles, they swept up to eight miles from the crater before their energy was expended. Later eruptions produced masses of hot lava, still extraordinarily mobile but severely controlled, in their distribution, by topographical features, and much more obviously influenced by gravity. Their fragmental composition ranged from dust to blocks of lava weighing many tons. These block-ash flows have continued in the avalanche valley as subsidiary phenomena to dome building. The variation in their structure and composition was uniquely followed by air observation.

When the gas concentration of the lava was relatively high the paths left by the ash flows were convex in section and their surfaces were pock-marked with small residual gas craters. With declining gas the path sections became concave and the material, having lost its buoyancy, tended to slide rather than roll over surfaces. Today the movement of inert lava on the dome gouges great notches in the upper flanks and the slides consist almost invariably of large blocks. Rarely do they extend beyond the talus apron surrounding the dome.

A CHANGE IN GAS COMPOSITION

Crater inspections have enabled rough checking of the composition of the acid gases emitted with the vapour cloud. Variation in composition is frequently an important index of active conditions. Interestingly enough at Lamington there has been progressive change from dominant sulphur dioxide to hydrogen sulphide, a gas which is usually associated with passive conditions. However such evidence is by no means conclusive and recent ascents into the crater have confirmed a decline of sulphur dioxide concentration, but the presence of hydrogen sulphide was not detected in the vents examined. Ground inspections, of necessity, tend to give a localised rather than general impression of conditions.

TEMPERATURES

Variation of temperatures with conditions of activity is perhaps one of the most basic relationships established in vulcanology. Explosive eruptions do not lend themselves particularly to the collection of instrumental data but much can be deduced from observations of the physical properties of, and effects produced by the lava.

During the early stages of the eruption when gas pockets were moving through the lava of the embryo dome temperatures could only be deduced from the occasional luminous effects and by assuming a physical state of the lava from the nature of the visible explosive manifestation. Later, when the dome was built up by masses of newly extruded lava, extensive and consistent luminous effects gave good indications of temperature conditions. Variation in temperature also produces changes in the shape, texture, colour and rate of movement of the vapour cloud rising from the crater. Radiation effects are also quite appreciable during high temperature conditions.

The general trend of temperatures has been consistent with the decline in other phenomena. The recent rise in temperature was associated with an unusually rapid dome development, during which fresh viscous lava was extruded through the dome carapace to form a massive monolithic spine. The luminous effects from this new lava indicated temperatures up to 700° with more general temperature of the order of 550° - 600° C. The luminous areas were quite limited and not to be compared in magnitude with earlier conditions when areas were very extensive and temperatures of the order of 700° - 750° C. Hence this late rise in temperatures has been reassuring rather than alarming. A periodicity in the activity of the volcano appears characteristic. If the peak manifestations of the more active periods are less intense, the general decline is confirmed.

It seems probable that the periodicity in the activity of the volcano will continue and a general increase in activity may occur later in the year, possibly reaching a maximum in November-December.

CONCLUSIONS

After a long period of dormancy, which allowed the accumulation of high gas pressures, Mount Lamington erupted with an explosion of great magnitude. Since the initial outburst there has been a gradual overall decline in explosibility and associated phenomena. The nature of the decline suggests finality.

The volcano now appears to be well into the effusive dome-building phase which, in other volcanoes, has continued for years after the cessation of explosive activity.

In spite of the fact that there is no individual history on the eruptive habit of this volcano, theoretical considerations and the close conformity of its eruptive phenomena with others of a similar type lead to the conclusion that the possibility of further explosion, in the current cycle, is remote. The observation has been made that the only event likely to precipitate an outburst, would be a regional crustal adjustment which affected the magmatic reservoir underlying the volcano. Major tectonic movements do not appear to be common in this region. Hence the probability of such a development does not seem high.

Looking a little further into the question of future activity, certain volcanic events, although having a questionable bearing on Lamington's activity, cannot be completely ignored.

In 1943 a new volcanic vent was formed in the *Goropu* mountains, 80 miles distant from Lamington. The two volcanoes appear to have definite petrological affinities and are possibly regionally related. The relative coincidence of these two eruptions, in locations which have no previous history of volcanic activity, has about it the suggestion of regional reactivation. If this should prove true, the pattern of Mount Lamington's future activity could conceivably alter. There is a precedent for such a change, in the behaviour of Vesuvius after 1631. Up to that time Vesuvius had been closed-conduit in type with the usual characteristics of catastrophic eruptions following long periods of dormancy. After 1631 the conduit remained open and the volcano has remained more or less continuously active until the present day. The periodic eruptions are much smaller in magnitude.

The evidence for such an eventuality with Lamington is very tenuous. A volcano with a well developed lava dome has about it the aspect of volcanic degeneracy. The relatively low temperatures prevailing at the time of the actual eruption and the advanced stage of crystallization of the magma seems to favour conditions which involve gradual decline of the current cycle of activity and a return to the dormant state.

FRED M. BULLARD
The University of Texas, Austin, Texas, U.S.A.

Activity of Stromboli in June and December, 1952

(With 3 figs.)

Stromboli, one of the Lipari Islands in the Mediterranean off the southern coast of Italy and directly north of Sicily, is one of the most active volcanoes in the World. The Island, rising 926 meters above sea level, is an almost perfect cone with a divided summit and two small plateaus (formed by lava flows) on the eastern and western sides at the base. On these plateaus are located the small towns of San Vincenzo and Ginostra, the only populated areas on the island. Although Stromboli is only 926 meters above sea level, its mass beneath the water (from the submarine base) gives it a total height of 3200 meters, which exceeds the 2900 meters which Mt. Etna rises above the sedimentary platform on which it rests. Professor G. PONTE (1952) was not entirely incorrect, then, when in a recent paper he described Stromboli as the highest active volcano in Europe.

The crater of Stromboli is an eccentric one, situated on the N.N.W. flank about 200 meters below the peaks which make up the double summit. From the vantage point of the summit, it is possible to look down into the crater, 200 meters below, providing the wind direction is favorable and the steam cloud is carried away from the observer. A low rim on the north separates the crater from a long slope, called the Sciara del Fuoco, which extends to the sea. This remarkable feature, with a slope of 35° and a width of about 1000 meters, is like a tremendous talus slope and extends from the crater terrace to the sea, a distance of about 1200 metres. All the material ejected from the crater lands on the Sciara del Fuoco and rolls directly into the sea.

STOPPANI, A. (1900), after visiting the volcanoes of central and southern Italy, classified their manifestations as Ischian, Solfatarian, Strombolian, Plinian, etc. Meanwhile, MERCALLI (1907) modified this classification somewhat, recognizing Vulcanian, Strombolian, Hawaiian, etc. The Strombolian type is defined as the more or less regular throwing out of incandescent, pasty scoria accompanied by white vapors. DE FIORE early recognized the invalidity of this classification, which is not based on a constant characteristic and recommended that it should be abolished. The nomenclature, however, has persisted in the literature, and for many years, largely because of this nomenclature, it was believed that the activity of Stromboli consisted of rhythmic explosions throwing out pasty, incandescent material and that it did not have outpouring of lava.

ABBRUZZESE (1940), based on a study extending from 1930-1940, concluded that the outpouring of lava is actually much greater than the explosive activity. In the two-year period, from 1937 to 1939, ABBRUZZESE lists an average of 4 lava flows per year which reached the sea at the base of the Sciara del Fuoco. Lava flows are usually accompanied by strong explosions (which frequently break windows throughout the island) and prominent « *Pino* » clouds with widespread falls of ash and lapilli. Two such eruptions which are well known from published descriptions is the one in the spring of 1907, described by PERRET (1907) and the 1930 eruption described by IMBÒ (1928). Others, probably less violent, in 1941 and 1944, are described by PONTE (1948).

The writer made three visits to Stromboli in 1952; in June, again in early December, and later in mid-December. The purpose of this brief paper is to record the activity as observed on these trips.

June, 1952: On the first visit to Stromboli in June, 1952, numerous columns of white steam were observed rising from the crater, as Stromboli was approached by boat in the early morning. At frequent intervals a dense, yellowish-brown cloud rose from the crater. There was no « *red glow* », and no noise could be heard from the beach. The cone was climbed on June 21 and the activity observed from the summit peak overlooking the crater terrace.

The crater is an oval-shaped basin about 150-200 meters in its longest dimension, separated into two sections by a low ridge of debris. The left end (east) is so deep and the walls so steep that it is impossible to see the bottom from the vantage point of the summit peak. The right (west) end was partially filled with recent (June 6) lava. The height of the visible walls is estimated at about 30 meters (see Fig. 1). There were two active vents and possibly a third. The vent nearest the edge of the Sciara del Fuoco (east vent) is an oval shaped basin estimated to be 10 meters in diameter, from which a grayish gas issued. At intervals a dense, white, cauliflower cloud of steam poured out. There was no noise associated with this vent. At the opposite end of the crater terrace is the most active (west) vent. From it a grayish white vapor issued which frequently filled the entire crater terrace, obscuring everything from view. From this vent there was a continuous roar, more of a « *chugging* » or « *sloushing* » noise, like a locomotive just starting or the unrhythmical exhaust of a pump station in an oil field. Then at intervals of 15 to 30 minutes this exhaust was interrupted by more violent outbursts (not an explosion, but a tremendous outrush of gas) which hurled rocks 200 to 300 meters above the crater terrace level. The rocks were not incandescent, and they appeared to be angular, block-like fragments, possibly from the wall rock. All of the fragments fell back into the crater, and the « *exhaust* » noise continued until another outburst took place.

There appeared to be a third vent, approximately midway between the others. This vent could not be seen because of the overhang of the crater wall, but a gas column could be seen rising from this point from time to time.

On the north wall of the crater, opposite the observation point, active avalanching was taking place. This wall was fresh and appeared to have been recently enlarged by avalanches. Two large mounds on the crater floor appeared to be material from the crater wall (Fig. 1). At irregular intervals avalanches would slide from this wall, giving rise to a dense yellowish-brown cloud, which filled the crater and as it rose in typical cauliflower shape a rain of fine ash covered the upper part of the cone (and the

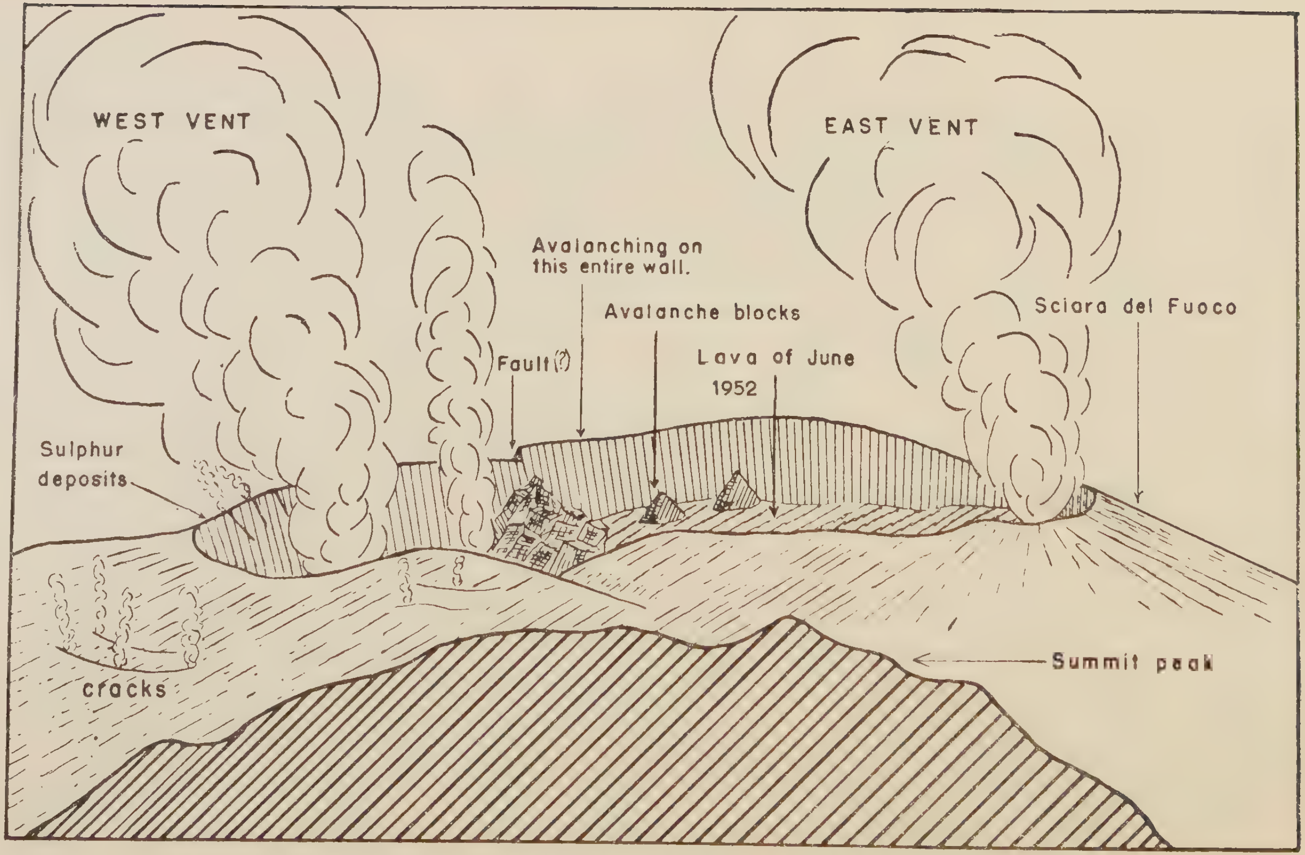


Fig. 1. — Crater terrace and crater of Stromboli from west summit peak on June 21, 1952. Sketched from photographs by the author.

observer). Such clouds are frequently observed from San Vincenzo and reported as « *eruptions* ».

At the left (east) end of the crater terrace there are several concentric cracks near the outer rim from which gases escape. They appear to be tension cracks, perhaps due to a tendency of the section to subside.

On the crater walls there appeared to be some radial fractures, the direction being roughly north-south, or in general alignment with Sciara del Fuoco and a similar depression on the south known as Rina Grande. There appeared to be some displacement along these fractures (or faults) and many were active fumaroles with abundant deposits of sulphur. The sides of the crater terrace, where the gases constantly drifted, were coated with a deposit of ferrous chloride (the identification of the deposits is based on color since no samples were obtained for testing). A sketch of the crater terrace, made from photographs taken at the time, is reproduced as Figure 1.

Lava Flow of June 6, 1952: This flow apparently began without any preliminary explosions or « *Pino* » eruption clouds such as normally accompany an outflow of lava, for the inhabitants of San Vincenzo were not aware of the flow until a tourist, arriving by ship, commented on the lava flowing down the Sciara del Fuoco. The flow appears to have started on June 6, 1952, and to have continued for several days. Two streams reached the sea at the east side of the Sciara del Fuoco, building out two small projections in the sea which were still steaming when visited by the writer on June 22.

December 1-3, 1952: On the second visit to Stromboli the cone was not climbed because of bad weather conditions. However, from the deck of the ship, as the writer was leaving Stromboli for Naples late in the evening of December 3, a red glow was observed over the crater, which faded and reappeared. Suddenly, with a brilliant glare, a tremendous explosion hurled incandescent fragments into the air, which even at a distance of several miles, could be clearly seen. The glare which illuminated the lower part of the cone was a reddish white, the upper part a bright red. Two such explosions occurred during the hour the « *Lighthouse of the Mediterranean* » was watched from the deck of the ship until it disappeared over the horizon.

December 12-19, 1952: Two visits to the crater were made on the third trip to Stromboli in mid-December. The first ascent was made on December 14, and the conditions at the crater were much the same as in June, except the steam column was much denser (probably due to colder air temperature) and the visibility, as a result, much poorer. The west vent, as usual, was the most active, and the « *chugging* » or « *exhaust* » noise accompanied the steam, as in June. A second ascent was made on December 18, and somewhat different conditions were noted. From the west vent, at intervals of 20 to 30 minutes, showers of red hot scoria were thrown to a height of 200 meters (i.e., level with the observation point on the summit). The outbursts, while definite explosions, were more like the outrush of gas under high pressure, with a hissing noise. The fragments of scoria were largely flat and appeared to represent the thin crust from a surface which periodically was broken and thrown into the air. All the fragments fell back into the cavity, none reaching the Sciara del Fuoco. The « *chugging* » or « *exhaust* » noise, so prominent on previous visits, was entirely absent, and between outbursts there was silent emission of steam. The eastern vent (adjacent to the Sciara del Fuoco) continued to send up large quantities of steam, and at irregular intervals (30 to 40 minutes) it exploded with a shrill whistling noise. No rock or scoria fragments were thrown out in the explosions. There was no apparent relationship in the activity of the two vents.

Comments: The first visit to Stromboli in June, 1952, was about two weeks after the outflow of lava on June 6. The lack of red glare over the crater and the absence of incandescent scoria at this time indicates that the lava column stood at a low level. Similarly, the peculiar « *chugging* » or « *exhaust* » noise may be attributed to the explosions of gas in a narrow channel at some depth below the surface and the reverberations of the sound as it reached the surface. On the last visit, when incandescent scoria was being erupted, no such noise was present. Apparently the lava column stood at a level sufficiently close to the surface so the explosions hurled the thin crust into the air, instead of producing the reverberations in a narrow, restricted channel.

The persistence of the vents at Stromboli has been observed and commented on by many writers. PERRET, first in 1907 and again in 1916, commented on the persistence of the location of the vents. WASHINGTON (1917) was also impressed with the stability of the vents and in a paper sought to attach special significance to this fact. WASHINGTON brings out the point that « for about a century and a half at least 3 vents of relatively small size, varying from 10 to 50 meters in diameter, have persisted continuously in their positions ». RITTMANN (1931) also considered the location of the vents and his work includes a detailed sketch of the crater terrace as of September 27, 1930, immediately following the violent eruption on Sept. 11. That such small vents could remain in a relatively fixed position on a crater floor, notwithstanding repeated eruptions, for such a long time, is indeed a remarkable fact. Normally, of course, the location of the vents in the crater of a volcano shifts, sometimes considerably, with each eruption. It is interesting to note that today there are three active vents, in much the same positions as described by PERRET in 1907 and 1916, and also by WASHINGTON in 1917, notwithstanding the fact that profound modifications in the crater terrace have been brought about by subsequent eruptions. It seems that this problem merits further study, and in order to provide a record for future comparisons, a diagram of the crater terrace, sketched from photographs by the author, is included as Fig. 1.

REFERENCES

STOPPANI, A. — 1900 — *Corso di geologia,* Milano.

MERCALLI, G. — 1907 — *I Vulcani attivi della Terra,* Milano.

PERRET, F. — 1907 — *Eruption of Stromboli, April, May and June, 1907.* Brooklyn Institute Museum of Science, Bull. 1, pp. 313-323.

De Fiore, O. — 1915 — *I fenomeni eruttivi avvenuti allo Stromboli dal 1909 al 1914 ed il loro meccanismo.* Zeit. Vulkanologie B. 1, pp. 225-246.

Imbò, G. — 1928 — *Parossismo di Stromboli nel settembre 1930.* Bull. Volcanologique, No. 15-18.

Washington, H. S. — 1917 — *Persistence of vents at Stromboli.* Bull. Geol. Soc. America, vol. 28, pp. 249-278.

Rittmann, A. — 1931 — *Der Ausbruch des Stromboli am 11 September 1930.* Zeit für Vulk., B. XIV, pp. 47-77.

Abbruzzese, D. — 1940 — *L'attività dello Stromboli dal 1937 al giugno 1939.* Bull. Volcanologique, S. 2, t.7, pp. 57-66.

Ponte, G. — 1948 — *Attività straordinaria dello Stromboli.* Annali di Geofisica, vol. 1, pp. 200-202.

Ponte, G., Imbò, G., Stella Starrabba, F., Tazieff, H., and Famularo, V. — 1952 — *Lo Stromboli.* Associazione Internazionale dei Vulcanologi, Messina.

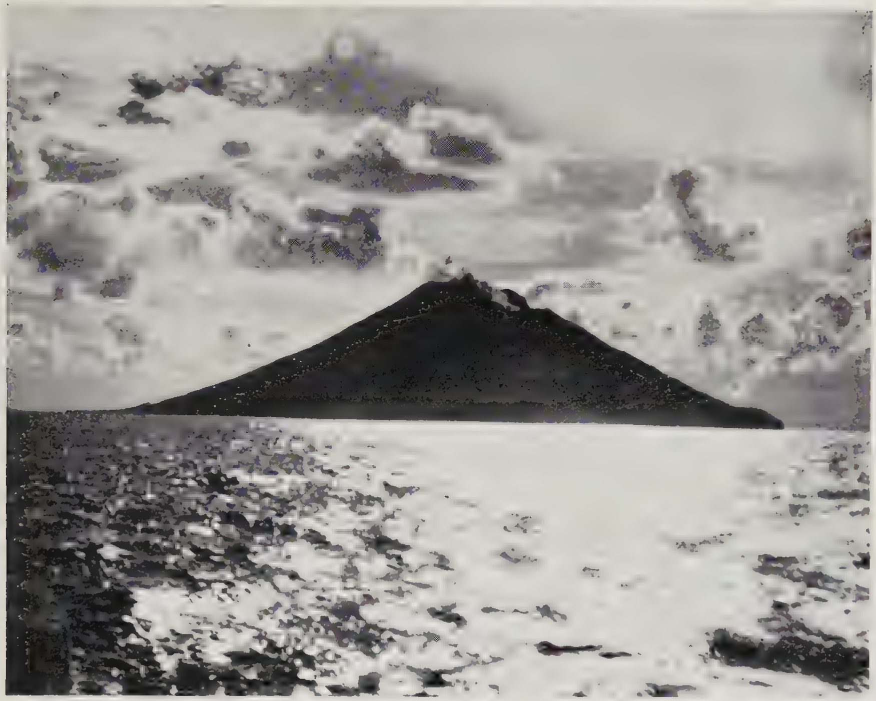


Fig. 2. — Stromboli. (Photo by the author)

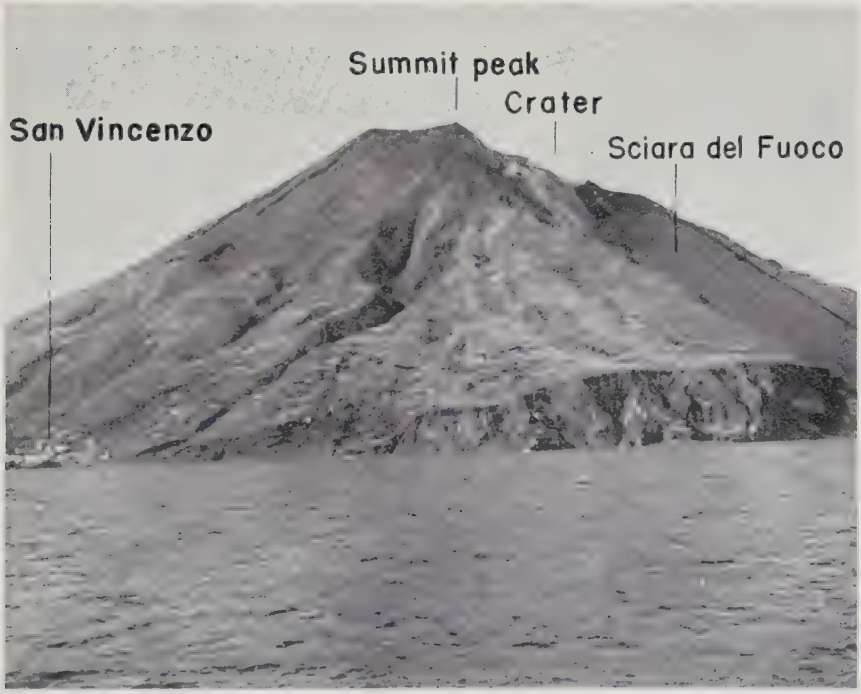


Fig. 3. — View of Stromboli showing location of the various features.
(Photo by the author)

S. TOSSON
(Alexandria)

The Rennebaum Volcano in Egypt

(With 10 figs.)

To the best of my knowledge, no detailed study on the so-called Rennebaum Volcano has been published, although some authors have mentioned that this peculiar conical hill may be genetically related to Gebel Ahmar, the famous sandstone pipes of which are said to be due to the action of geysers or hot springs *).

The following description and interpretation of the Rennebaum Volcano may, therefore, prove of interest to volcanologists.

I seize this opportunity to express my deep gratitude to Prof. Dr. A. RITTMANN, Head of the Geology Department at Alexandria University, for his valuable suggestions and the trouble he took in accompanying me to the field several times.

Topography.

The Rennebaum Volcano lies approximately on longitude 31° 17′ and latitude 30° 02′, on the northern slope of Gebel Mokattam, about three kilometers east of the Citadel of Cairo. It is marked on the map of Cairo, sheet N° 81/630, as « Extinct Geyser », with an altitude of 165 meters above sea level.

The Rennebaum owes the denomination « Volcano » to its form which is that of a roundish conical hill, covered by blackish debris, and having at its top a crater-like depression. The relative height of the cone is 20 m, its diameter at the basis approximates 110 m, while the depth of the crater is 9 m and the dia-

---

*) BARON: *The Topography and Geology of the District between Cairo and Suez.* Cairo, 1907.

M. H. ACHION: *Sur les massifs de grès et quartzites traversés par des tubes du type Gebel Ahmar.* Bull. Fac. Sc. N° 21. Fouad I University, Cairo, 1940.

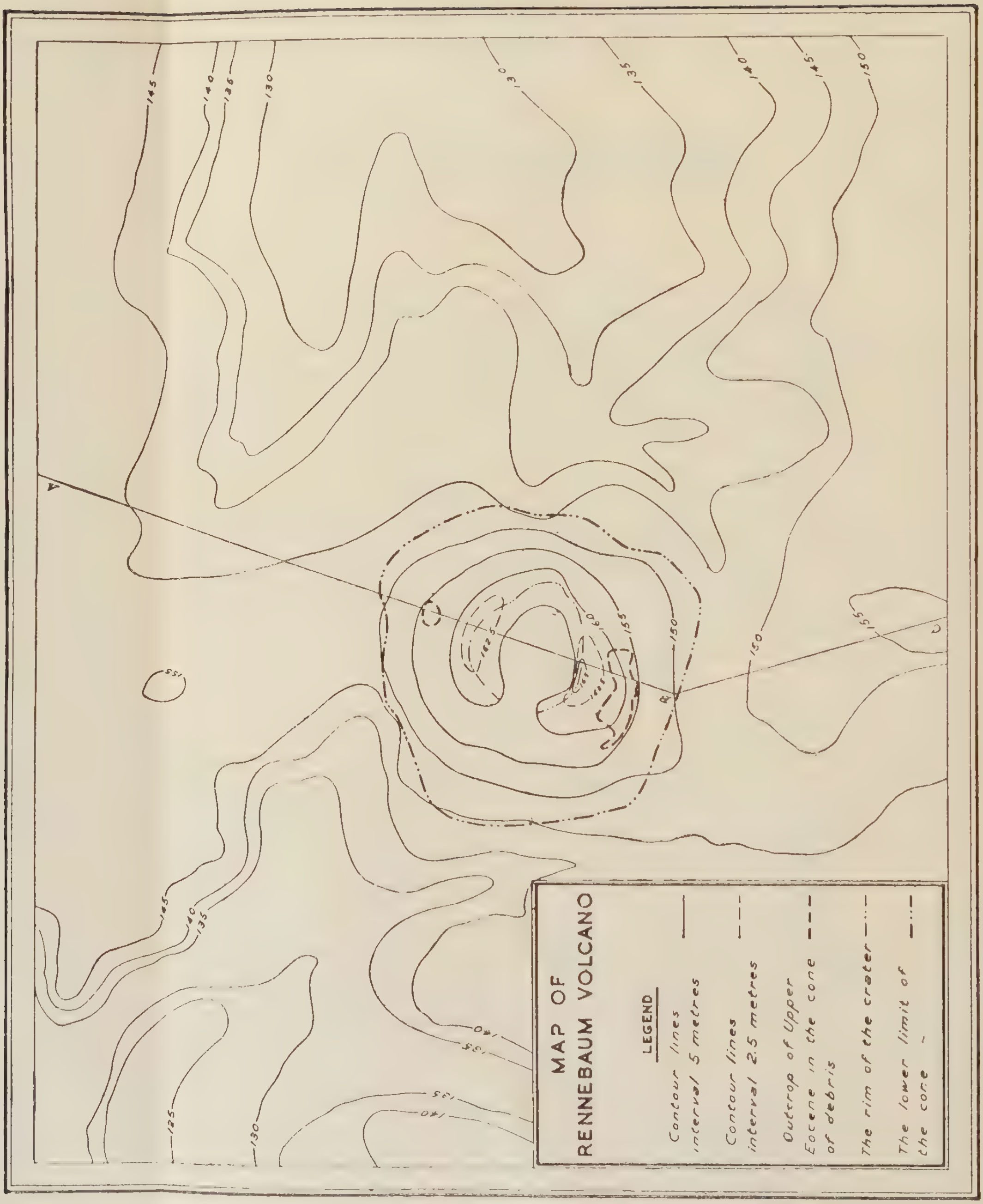

MAP OF
RENNEBAUM VOLCANO
LEGEND
Contour lines interval 5 metres
Contour lines interval 2.5 metres
Outcrop of Upper Eocene in the cone of debris
The rim of the crater
The lower limit of the cone
A
B
C
125
130
135
140
145
150
155
160
162.5

Fig. 1. — Sketch-map of the Rennebaum Volcano. Scale 1 : 2500.

meter of its rim about 50 m. The circular rim (163 to 165 m. a.s.l.) is interrupted on its western side by a saddle (158 m.a.s.l.), as shown in the sketch-map (fig. 1) which has been surveyed by means of a « Tavoletta Monticolo ».

The conical hill rests on one of the step-like limestone platforms of the horst of Gebel Mokattam (see fig. 2). Two rather important valleys originate in the immediate neighbourhood of the cone, the one to the NW, the other to the ENE, as shown in the map.

Stratigraphy.

Starting from Azhar Mosque and crossing Darassa District, one reaches the Rennebaum Volcano through a rather deep valley where the outcrops of Eocene strata are numerous on both sides. In the uppermost part of the valley, immediately NW of the Rennebaum cone, the following stratigraphy has been observed:

Base of the Cone

limestone	4.0 m.
sandy clay	0.5 »
hard silicified limestone	4.0 »
sand and sandy clay	0.5 »
silicified limestone, fossiliferous, jointed	2.5 »
whitish soft marly clay with gypsum layers	3.0 »

The stratigraphy is the same on both sides of the valley, with the exception that, on the left side, the thickness of the upper layers of sandy clay is only 0.25 m. All these strata belong to the Upper Eocene.

At a distance of about 125 m the south of the cone rises a low hill (160 m.a.s.l.) above the plateau. It is made of layered limestones with reddish-brown patches of iron oxides between the strata. The same formation of limestone appears in a large outcrop on the southern slope of the Rennebaum Volcano itself, between the contours 155 and 161 (see fig. 3 & 4). Also on its NE-slope a little outcrop of the same rocks has been observed. Furthermore, there is an artificial cut, inside the so-called crater, which reveals the existence of Upper Eocene limestones even in the uppermost parts of the cone (see fig. 5). Hence, it results beyond dispute that the so-called Rennebaum Volcano is built up essentially by stratified limestones. Superficially, however, nearly the whole cone is covered by angular fragments of quartzites of white, reddish, brownish to dark reddish black colour. These quartzites appear often brecciated, and all varieties of colours may be shown in one and the same hand-specimen. Brecciated quartzites are to be seen also « in situ » in the so-called crater where they form some rather large outcrops (see fig. 6, 7 & 8). The remaining part of the pseudo-crater is covered by fragments as those on the outer slopes of the cone. Among these some loose pieces of jaspar and one piece of fossil wood have been found. Also angular fragments of silicified limestone occur which are quite similar to the rock forming important layers beneath the Rennebaum plateau.

The core of the cone is evidently constituted by a plug of a very hard breccia of quartzite which contains some fragments of rocks arisen from deeper levels. The somewhat schematical section through the Rennebaum Volcano, represented in figure 9, shows these features.

Structures.

The structural phenomena are very little accentuated. The strata are everywhere horizontal or nearly so. Only those of the artificial outcrop of limestones on the SW border of the pseudo-crater show a trend of S 75° E and a dip of 47° S, i.e. away from the plug.

No folds nor faults of particular importance could be detected in the neighbourhood of the cone. On both sides of the valley the stratigraphical succession is the same, and the single hard layers continue uniformly across the valleys, producing step-like loops.

Small flexures, causing displacements of hardly one meter, exist locally; so e.g. at about 100 m. WNW of the cone, on the left side of the valley. The strike of this flexure is S 70° E, i.e. pointing towards the plug. Cracks and joints show the same direction. However, the flexure fades away very soon and does not reach the Rennebaum cone itself. In doing so, it appears

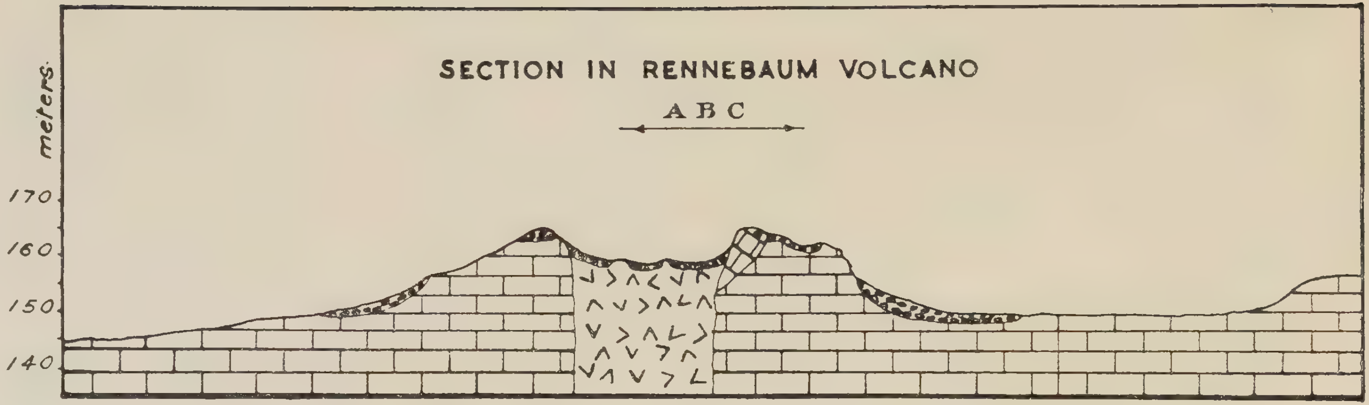


Fig. 9. — Schematical section through the Rennebaum Volcano along the line A-B-C- of the Map (fig. 1).

compensated in the lower strata by local accumulation or thinning out of layers of plastic clay or loose sands.

It is noteworthy that in many other points of the area, and particularly at a point about 20 m. to the west of the basis of the cone, on the right side of the valley, two sets of joints are observed with strikes S 65° to 70° E and N 25° E, the former being parallel to the strike of the above mentioned small flexure.

Taking in account only the neighbourhood of the Rennebaum Volcano, we state that the plug seems to have no relation to any important fault or fracture. However, considering a larger region, we come to the conclusion that there must exist such a linear structural element in the depth, i.e. in the crystalline basement complex. In fact, there are several outcrops of more or less stained quartzites, quite similar to those of the Rennebaum itself, that are all situated on a straight line in ENE-direction. Some isolated hills, known in the literature as Gebel Kreibun, lie in this direction not far from Rennebaum. A short survey was sufficient to state that they are also plugs which cross the Upper Eocene sediments. About 2 km farther, there is an old quarry in the same quartzites. Finally, about 5 km from the Rennebaum Volcano, one reaches a cluster of black conical hills of quartzites of the same type. Some of them are situated on a cross line to the general ENE-direction.

Without entering questions that are beyond the limits of the present paper, we may state that these alignments of eruptive centers prove the existence of abyssal fractures or faults which dwindle in the sedimentary cover and fade away *).

Signs of Volcanic Activity.

The origin of the Rennebaum plug, which consists of cemented breccias of stained quartzites and contains single fragments of sedimentary rocks that occur at deeper levels, can only be explained by an explosive eruption of gases. This is confirmed by the fact that the sedimentary wall rocks of the vent are shattered and, locally, dislocated as e.g. those exposed by an artificial cut in the pseudo-crater. But there are still other argu-

---

*) See A. RITTMANN: *Remarks on eruptive mechanism of the Tertiary Volcanoes of Egypt.* Bull. volc. Sér. II, Tom. XV.

ments which prove beyond any doubt the volcanic origin of the Rennebaum. They result from the petrographical study of the quartzites and of a zone of contact exposed in the above mentioned artificial cut.

Most of the quartzites that outcrop in the pseudo-crater are brecciated. The angular fragments, which reach sometimes the size of great blocks, are generally dark brownish-red, while the cementing material appears lighter coloured or even white (fig. 7 & 8). Sometimes, also the reverse is observed, i.e. white fragments in coloured cement (fig. 6). In both cases the grain size, which may vary from that of fine sands to that of grits and fine conglomerates, is different in the fragments from that in the cement.

On the other hand, also in the non-brecciated parts of the quartzites, the coloration may vary, gradually or suddenly, forming flash or sharp patches and stripes. A thin section, including sharply separated parts of white and dark brownish-red quartzites, shows that the grain size is the same in both parts. The grains of quartz on the separation line are coated and stained only on one side by iron oxides, which cement them together with other grains in the dark part of the rock. The white part of it is cemented by secondary silica which appears often fibrous. Optically, the fibres show straight extinction and positive elongation that are characteristic for chalcedony. In many sections of stained quartzites, the quartz grains are coated with iron oxides and then surrounded and cemented by calcedony (see fig. 10). In thin sections of white quartzites, growth lines of silica are often to be observed.

From these observations results that loose sands have been invaded by fumarolic gases which deposited, locally, iron oxides along their ways, and that afterwards silica was deposited throughout the whole mass by percolating hot and alkaline solutions. In fact, only gaseous solutions, rising directly upwards, could produce in the loose sands such strictly localized deposits, while watery solutions precipitated their deposits throughout the whole porous mass.

Another prove of fumarolic and hydrothermal activity is given by the contact phenomena which can be observed on the wall rock exposed in the artificial cut already mentioned (see fig. 5). The wall rocks consist of stratified Upper Cretaceous limestone with clayey intercalations. The limestone is silicified and contains veins of chalcedony and blackish-brown coatings and veinlets of manganiferous limonite. The clay is transformed into a brownish yellow chert. Secondary veins of calcite are frequent in the outermost part towards the vent. These slightly metamorphosed sediments are covered, unconformably, by more or less cemented ferrugineous sandstones which represent the marginal facies of the quartzites of the plug. Between the wall rock and the ferrugineous sandstone exists a zone of contact constituted by a series of thin layers which can be characterized as follows:

Wall rock: Silicified limestone and clay.

First layer: Yellowish impure limestone which includes a thin layer of greenish-white kaolinic substance, insoluble in hydrochloric acid but partly soluble in sulphuric acid. It contains some halite and gypsum.

Second layer: Yellowish brown fragile clayey material containing little halite, gypsum and limonite.

Third layer: Brownish yellow material consisting of calcite, kaolin, pale purplish silica, and traces of limonite and gypsum.

Marginal facies of the plug: Ferrugineous sandstone containing 2.4 % halite, and 11.5 % siderite and limonite.

Origin of the Cone and the Crater.

The Rennebaum Volcano owes its denomination to its peculiar conical form and the crater-like depression at its top. In reality it is not a volcanic surface edifice, but a deeply eroded volcanic neck. If ever a volcanic edifice existed once at the surface, it has been completely removed by erosion since a long time.

In fact, the actual volcano-like form is due to the activity of man who quarried, probably already in pharaonic time, the quartzites that fill the vent. Before man started his destructive work, the plug of quartzite must have risen high above the less resistent surrounding sediments which were more rapidly eroded. Surely, some blocks and debris of the neck covered parts of the hill's slope, but the actual cover of angular fragments is nothing else than the rubbish of the quarry which was established in the quartzite at the top of the hill. The quarrying was continued as long as possible, leaving the crater-like depression at the top of the hill.

Conclusions.

From field observations and the study of the rocks results clearly that the Rennebaum Volcano is a deeply eroded gas-maar or embryonic volcano. Its constitution and present shape can be explained as follows:

Towards the end of Oligocene, or in early Miocene time, a phreatic explosion perforated the Eocene strata, consisting of limestones, marls and clays, which were covered by loose sands of Oligocene age. This explosion created a vent that ended at the surface in a funnel-shaped gas-maar. After the outburst, fumarolic activity persisted for a certain time, during which the loose sands glided from the inner slopes of the crater into the vent and filled it. The acid fumaroles carried salts, including iron chloride which, reacting with water, stained and cemented, locally, the loose sands by iron oxides and hydroxides.

After a while, an impermeable plug was thus formed which prevented the gases from escaping. Beneath it the gases accumulated until their pressure became high enough to perforate and to shatter the plug by an epigonic explosion without, however, throwing out all the material which mostly fell back in the vent, forming there a breccia of red sandstones and loose white sands.

It is possible that other similar weak explosions occurred, brecciating again the plug. The hydrothermal activity that followed lead finally to the silicification of the breccia at lower temperatures, and to the extinction of the volcano.

During Pliocene and Pleistocene, erosion was very active and prepared the hard quartzite as neck that towered above the limestone plateau which was, at its turn, dissected by valleys that originated near the neck.

Lastly man quarried the quartzite, destroying the neck and throwing the rubbish on the slopes of the hill which, thus, got its actual conical shape and its pseudo-crater.

A series of similar quartzitic plugs of volcanic origin exist to the ENE of Rennebaum Volcano. Their alignments reveal the great structural lines in the basement complex of the region.

Alexandria, June 1953

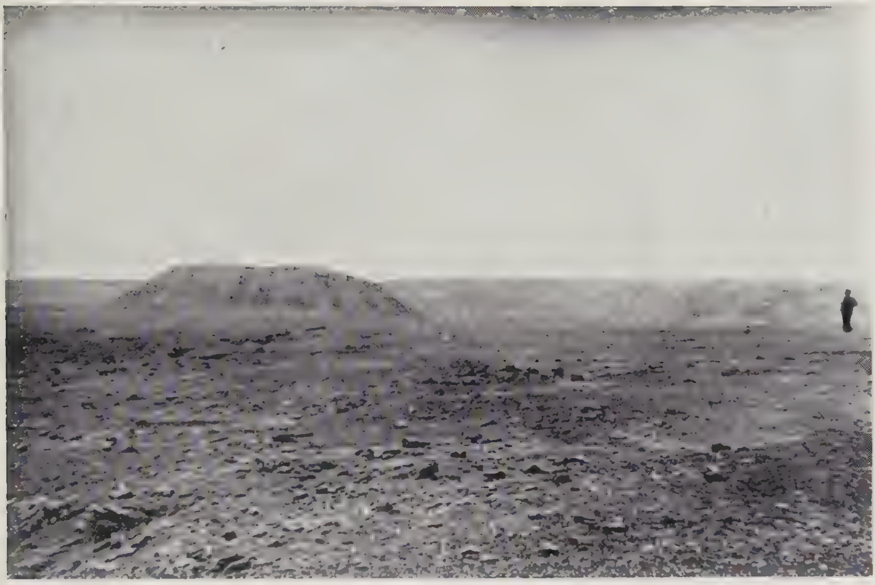


Fig. 2. — The Rennebaum Volcano seen from the North. In the back-ground the highest platform of the horst of Gebel Mokattam.

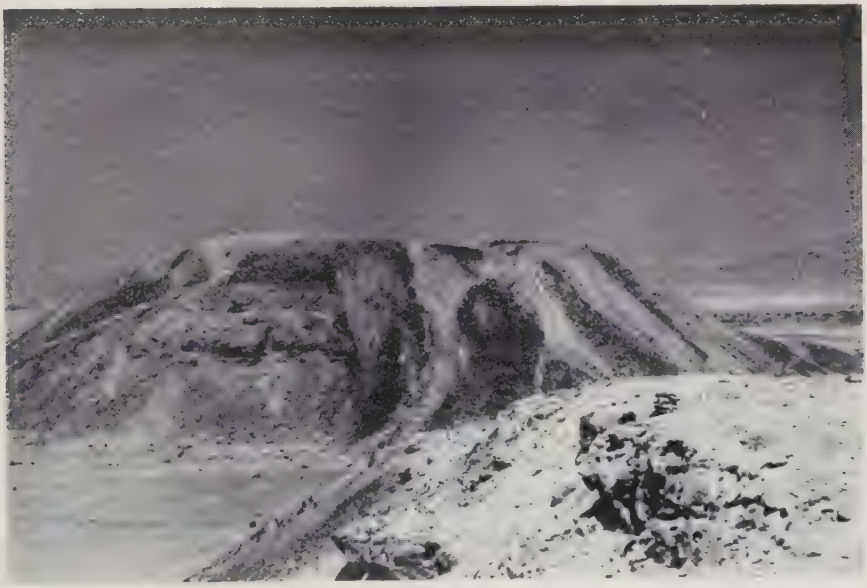


Fig. 3. — The Rennebaum Volcano seen from the South. In the foreground Upper Eocene limestones of hill 160 m. a. s. l. In the background outcrop of the same layers on the slope of the Rennebaum cone.

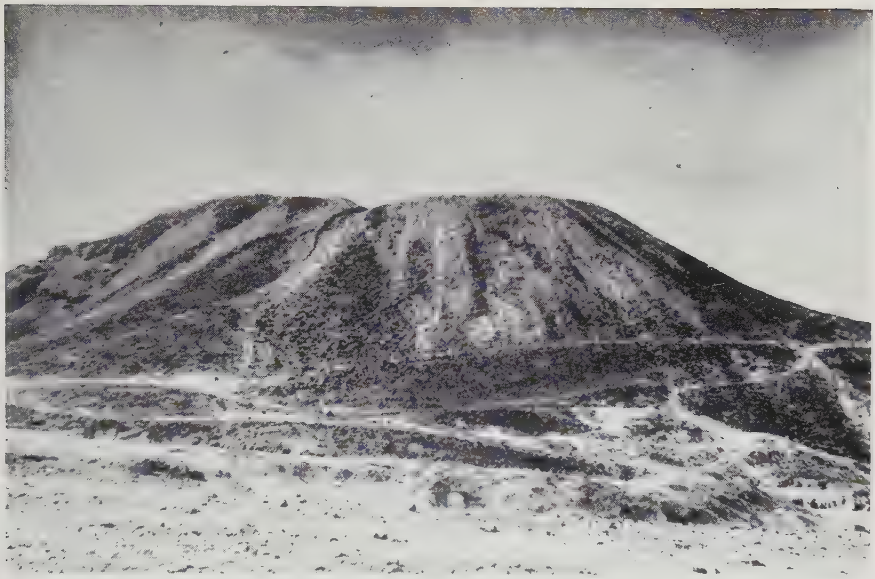


Fig. 4. — The Rennebaum Volcano seen from the East. On the left side of the cone outcrop of limestones.

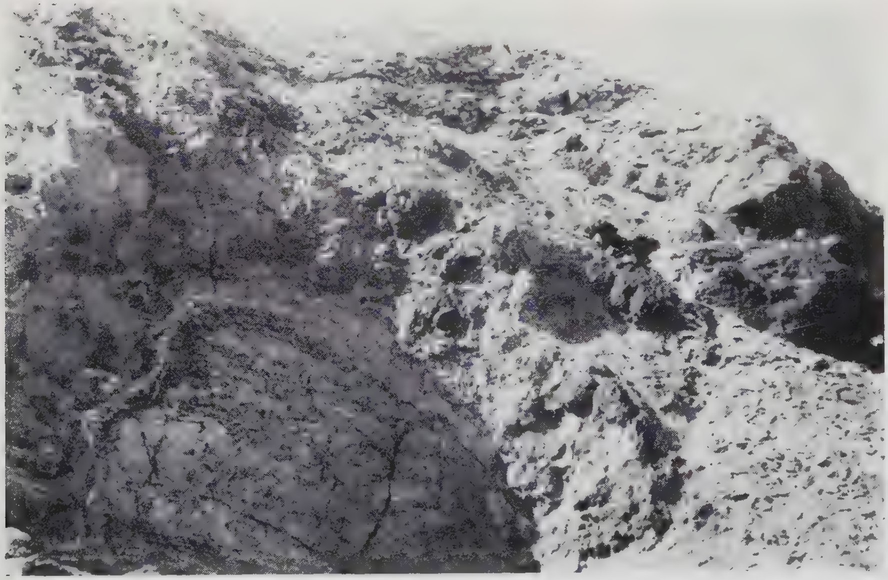


Fig. 5. — Artificial cut at the SW-margin of the pseudo-crater, showing an autcrop of tilted silicified limestones, a banded zone of contact and the cover of ferrugineous sandstones. To the right outcrops of quartzites of the plug.

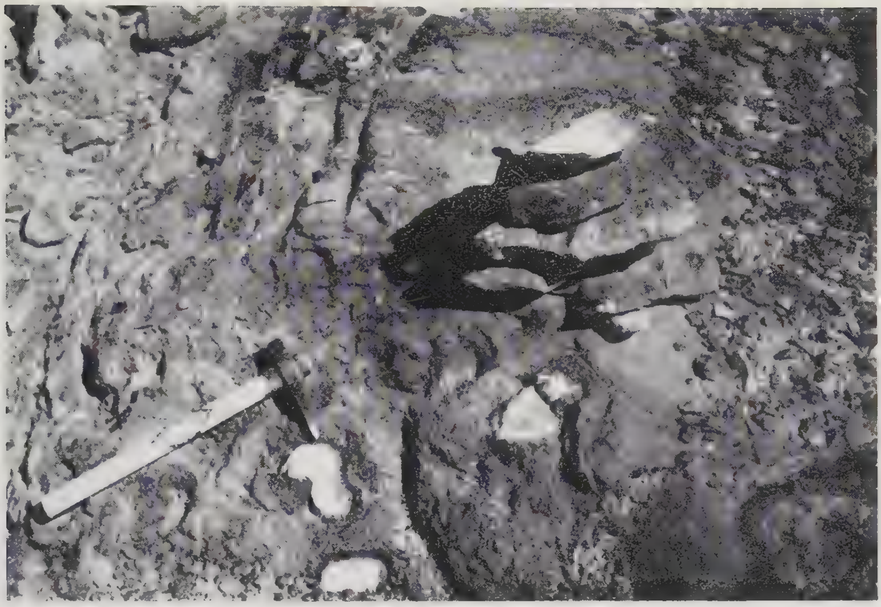


Fig. 6. — Outcrop of quartzite at the bottom of the pseudo-crater, showing white fragments in coloured quartzite.

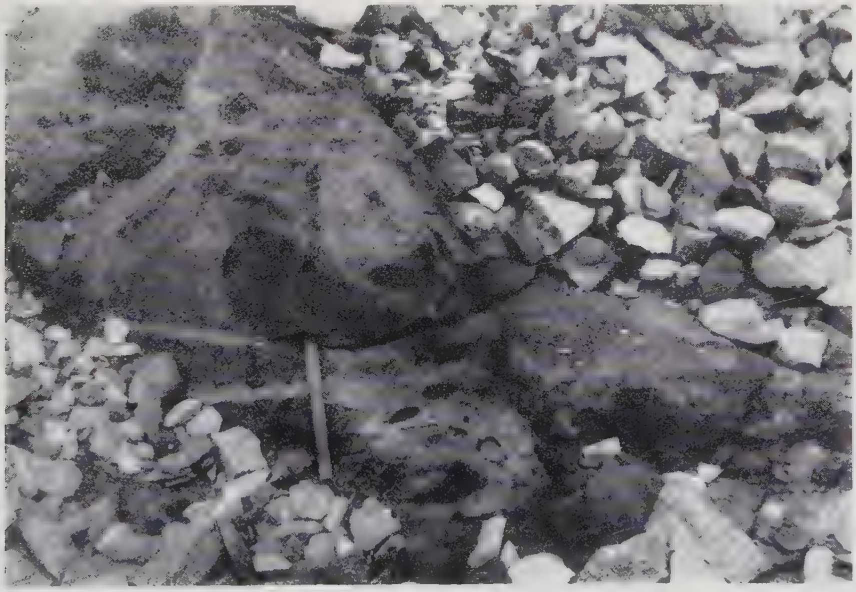


Fig. 7. — Outcrop of multicoloured brecciated quartzite at the bottom of the pseudo-crater.

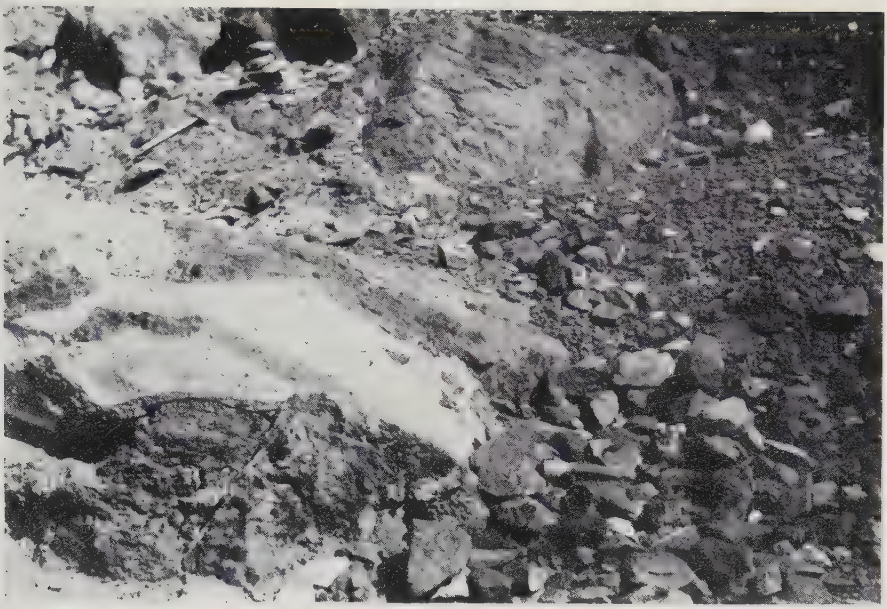


Fig. 8. — White and reddish-brown quartzites in the pseudo-crater.

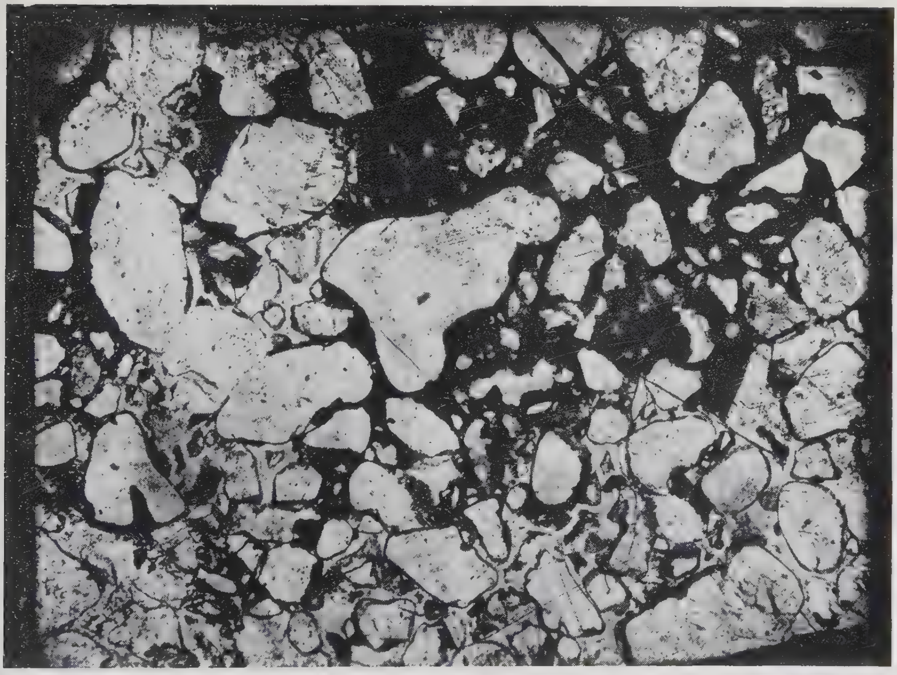


Fig. 10. — Thin section through a multicoloured quartzite of the plug. Quartz grains coated by iron oxides which, in the upper part, form also the cement. In the lower part, the partly coated grains are cemented by chalcedony that has been deposited after the iron oxides.

A. RITTMANN
(Cairo)

Remarks on the eruptive mechanism of the Tertiary Volcanoes of Egypt

Inspite of the great number of quotations of tertiary basalts in the literature on Egypt, very little is known about the properties, the stratigraphical and tectonical position, and the eruptive mechanism of these volcanic rocks.

S. TOSSON's detailed study of the Rennebaum Volcano near Cairo (1) gave us the opportunity to discuss its unusual features and the eruptive mechanism that has created it. As there is no doubt about the genetical relationship of the Rennebaum Volcano with the Middle-Tertiary Volcanism of Lower Egypt, it has been commendable to put the local problem in its regional frame, discussing in a general manner the volcanic phenomena which occurred towards the end of Oligocene or in the beginning of Miocene time in Egypt. The scantiness of detailed knowledge forced me to treat the problem in a more theoretical way (2) which, however, leads to some conclusions that may be useful for, and inciting to, further investigations by applying them critically to single Egyptian volcanoes.

According to our actual knowledge, it seems ascertained that the active magma of all Tertiary Volcanoes of Lower Egypt was a basaltic one. Inspite of the uniformity of the magma, the types of eruption varied in a wide range, from purely effusive and mixed to highly explosive and even cryptovolcanic. In fact, besides large lava flows, as those of Gebel Qatrani and Gebel Khashab and probably also of Abu Zaabal, which, at least partially, are due to fissure eruptions, also single smaller flows and cinder cones of central eruptions are known along the Cairo-Suez road. Furthermore maars of various types, among which the Rennebaum Volcano, and regions of pure fumarolic and hydrothermal activity, as e.g. the Gebel Ahmar near Cairo, are frequent.

---

(1) S. TOSSON · *The Rennebaum Volcano of Egypt.* Bull. volc., Sér. II, Tom. XV.

(2) A. RITTMANN : *Vulcani, attività e genesi.* Naples, 1944.

The contrast between the uniformity of the magma and the great variability of its eruptive mechanism appears somewhat paradoxical. It can be explained only by an influence of the stratigraphy of the perforated sedimentary rocks and the local structural features which control the ascent of the magma towards the surface to such a degree to change completely the eruptive phenomena and their mechanism. How this is possible, is the problem to be resolved.

In Lower Egypt the crystalline basement is covered by Cretaceous and Eocene sediments among which limestones and clays are predominating. In some regions the Oligocene is represented by loose quartz-sands, as e.g. at the Gebel Mokattam's northern slope. The great structural elements consist essentially of two fault-systems with NW and ENE trends, They have been formed during the subsidence of the region actually occupied to a great deal by the Nile's Delta (3). Most of the important fractures and faults are very old structural lines of the basement complex which have been reactivated in Oligocene and Miocene time. Some of these fractures had the character of abyssal fissures along which the subcrustal basaltic magma found its way towards the surface. The striking linear arrangement of the volcanoes points clearly to this relation of volcanism and linear tectonics.

A direct evidence of the reactivation of old faults and its connection with tertiary volcanic activity has been observed near Aswan on the eastern bank of the Nile (4). In Lower Egypt, erosion has not cut deep enough to expose the basement complex, but it seems reasonable to admit similar relations between volcanism and tectonics as those directly observed in Upper Egypt.

---

(3) Mayer Yallouze: Ph. D.-Thesis (Supervisor: G. Knetsch). Fac. Sc. Fouad I University, Giza, 1953.

(4) A. Rittmann: *Some Remarks on the Geology of Aswan*. Bull. Desert Inst. Cairo, 1953.

I am convinced that the fissuring of the earth's crust is due to subcrustal mass displacements which, by friction, produce strong tensions, especially in the lowest parts of the crystalline crust (5). The fracturing starts from below and creates, locally, a release of pressure and, thus, a sudden decrease of viscosity in the underlaying magma which intrudes immediately in the opening fissure. Coadjuvated by the hydraulic pressure of the magma, the maximal tension migrates upwards and accomplishes the complete fracturing of the crystalline crust, i.e. till to the peneplained surface of the basement complex. The further events depend upon several factors among which the most important ones are: the direction and throw of the tectonic displacement, the thickness and nature of the sedimentary cover, the existence of percolating water, and, last but not least, the increasing eruptive power of the magma itself and its capacity to alter the mechanical properties of the overlaying rocks by contact-metamorphism. It is the coaction of all these factors that governs the ascent and the eruptive mechanism of the magma.

If the tectonical movement creates a normal fault with great throw, the whole sedimentary cover is affected by it, whatever may be the thickness and the nature of the rocks. In this case the fracture goes through till to the surface, as if the sediments were parts of the basement. The magma comes under very low pressure and separates a gaseous phase. A magmatic emulsion arises, the average specific gravity of which is much lower than that of the country rock, and is pourred out at the surface. The outflow causes decrease of pressure on deeper seated parts of the magma which, at their turn, begin to foam and to rise. This is the normal mechanism of an effusive fissure eruption.

If, on the contrary, the amplitude of the tectonical movement is smaller, and if there are important layers of plastic materials, as e. g. the Esna shales and the Upper Eocene clays of Egypt, the fault or fracture dwindles in the sediments in form of shattered zones in the limestones and of plastic deformations in the clays. Thus, the throw of a fault in the crystalline basement is gradually compensated in higher levels. Instead of the fault in the basement, a kneefold appears in the sediments, and even this flexure becomes smoother and may disappear completely in the uppermost layers. Such a dying away of tectonical dislocations is exemplified at the Rennebaum Volcano where TOSSON could not find any fault or fracture in the limestone plateau on which the volcano is laying. Only a small shattered zone and a quite localized little kneefold, both trending towards the vent, testify for the existence of a fault in the depth. But the alignment of several eruptive centers in ENE direction indicates that the fault in the depth must be a very important one which extends for many kilometers.

---

(5) A. Rittmann. *Orogenèse et Volcanisme*. Archives de Science, Genève, 1951.

It is evident that the fading away of the faults and fractures in the sediments hinders the ascent of the magma. It may even prevent it completely, at least for a while. In this latter case the magma may consolidate to a dyke or it may intrude along a stratigraphical inconformity to form a sill, if the hydraulic pressure of the magma is greater than the weight of the overlaying strata.

Two important processes may interfere and produce retarded eruptions of the magma which, at first, has been stopped within the sediments by a thick layer of plastic clay. These processes are the retrograde boiling of the magma and the metamorphism of the roof rock.

The cooling magma starts to crystallize and to concentrate its gases in the remaining melt. Consequently the vapour tension increases and may become strong enough to overcome the weight or the resistance of the roof rocks. Already the very first cracks in the roof produce release of pressure and, hence, retrograde boiling of the magma. The gases drill a vent towards the surface, and an initial perforation follows. A central volcano will be born which, under the prevailing conditions in Lower Egypt, consists of a cinder cone and one or a few basaltic lava flows. According to the more or less prolonged delay of the magma at shallow depth, the basalt will be more or less rich in phenocrysts, presumed that no gravitative crystal differentiation occurred. But in this latter case, the magma would not have a basaltic composition, but a more acid and alkaline one.

Such a retarded initial perforation is furthermore facilitated by contact metamorphism of the roof rock. Especially clays are easily burnt and deshydrated; they shrink and become full of rents and thus permeable for gases. Under favourable conditions also some piecemeal over-head stoping may happen. The hot gases penetrate into the shrinking clays and cause further metamorphism at still higher levels. If the supply of heat and gases lasts long enough, i.e. if the intruded mass of magma is relatively large, the whole layer of clay that, at first, prevented the ascent of magma may become permeable by metamorphism. This may cause again release of pressure, retrograde boiling, drilling of a vent, and an initial perforation. In most cases both, increase of vapour tension by cooling and crystallization, and metamorphic permeabilization of the roof, act simultaneously. According to which one of these processes is predominating, the eruptive mechanism and the type of eruption will be different.

If the vapour tension increase faster than the permeabilization, sufficient energy may be accumulated to produce the rupture of the roof and an explosive initial perforation. If, in the contrary, the roof rocks are permeable for gases, or become so rapidly by metamorphism, before the vapour tension could reach the critical value, the gases distill quietly from the magma and migrate along minute fissures towards the surface where they escape in fumaroles or, after condensation and admixture with meteoric water, in hot springs. Under such conditions the magma can never accumulate sufficient energy to drill a vent and to make an eruption. The fumarolic and hydrothermal activity at the surface spreads over a wide area, because it is not linked to a definite canal. The magma cools slowly in the depth and solidifies to a hypoabyssal subvolcanic rock-body.

The best known example in Egypt for such an ancient fumarolic field is Gebel Ahmar near Cairo (6). There, the special stratigraphical conditions caused the formation of quite peculiar features. In late Oligocene or early Miocene time, the thick pile of Cretaceous and Eocene limestones, marls and clays was covered by a very thick layer of loose quartz-sands. The hot gases and vapours rose through the sedimentary rocks along numerous fissures and cracks which branched out in the loose sands. The high temperature fumaroles were acid and carried, among other substances, iron chloride which reacted with water giving iron oxides. The white sands were stained in red, violet and brown. In a range of some centimeters or a few decimeters from the fumarolic canals, the deposition of iron oxides was strong enough to cement the sand grains together and to produce impermeable tubes of ferrugineous sandstone. Nowadays, hundreds of such fumarolic pipes are lain bare by erosion of the surrounding loose sands.

---

(6) M. H. Aghion: *Sur les massifs de grès et de quartzites traversés par des tubes du type Gebel Ahmar.* Bull. Fac. Sc. n. 21, Fouad I University, Cairo, 1940, (wherein the earlier literature is quoted).

The hot gases, being acid, did not attack the quartz grains. On the contrary, silica was dissolved by the alkaline thermal solutions that circulated in the loose sands in the neighbourhood of the fumaroles. At lower temperatures, these solutions precipitated the dissolved silica and transformed the loose sands in compact quartzites *).

The same mechanism of diffuse and quiet degasation through permeable or permeabilized roof rocks can lead to « phreatic » explosions if there exist at least two impermeable layers of clay and, between these, a permeable layer with percolating water. The rising magma is stopped by the lower layer of clay which, after a while, becomes permeable for gases in consequence of contact-metamorphism. The hot gases enter the permeable layer between the clays where they are kept back by the upper clayey layer. The temperature increases and may become high enough to transform the percolating water into steam. The combined vapour tension of gases and steam may become greater than the resistance of the roof. If so, the gases drill a vent and burst out at the surface in an « indirect » phreatic eruption **). Exception made of the admixed juvenile gases, no magmatic material can reach the surface. A simple gas-maar, a diatrema, is formed, as in the case of Rennebaum Volcano where, after the initial perforation, some fumarolic and hydrothermal activity has stained and cemented the loose Oligocene sands which had glided into the vent. As TOSSON shows, even one or a few epigonic explosions of phreatic origin have there happened and have brecciated the already cemented sands.

---

*) In the literature on Gebel Ahmar the term « geyser » is used instead of the general term « hot springs ». As there is no evidence that the hot springs of Gebel Ahmar have been intermittent springs, the term geyser is misleading and should be avoided.

**) The term « *phreatic* » is generally used to indicate such indirect eruptions, although it is misleading as far as the real cause of the explosions is to be seen in hot magmatic gases and not in evaporated phreatic water.

It is noteworthy that the conditions must have been favourable for such phreatic eruptions in a wide area extending ENE of Rennebaum where many quite similar maars are actually known. It may be that also the great masses of white quartzites, that occur to the south of Gebel Ahmar, are nothing else than the fillings of analogous maars which have not been eroded as deeply as the Rennebaum.

The question arises now if the eruptions have happened on land or beneath a shallow sea. In most cases this will be difficult to decide, because the characteristic surface features of the Tertiary Egyptian Volcanoes have been removed by erosion during the Pliocene and Pleistocene. The absence of pillow-lavas represent an argument in favour of a subaerial origin of the flows, an argument which, however, is not absolutely cogent. On the other hand, the thick layers of Oligocene loose sands are probably of marine littoral facies, notwithstanding the fact that, till now, no fossils have been found in them. As most authors believe that the Oligocene climate of Egypt was rather humid, it is hardly possible to consider the loose sands as desert deposits.

In fact, true phreatic eruptions, exclusively due to geothermic heating of meteoric water that percolates in the depth, can not happen because, under the conditions of free percolation, a dynamic equilibrium between evaporation and condensation is established which prevents the formation of overheated steam. Temperature is thus linked to pressure according to the two-phase boundary. Any release of pressure leads to expansion, condensation and inflow of cooler water and, consequently, to a decrease of temperature. On the other hand, any increase of temperature causes also an increase of pressure that prevents the inflow of percolating water in order to preserve the equilibrium between hydrostatic pressure and vapour tension.

This mechanism is valid also in the case of heat support by magmatic gases that enter a layer in which meteoric water percolates freely. Only if impermeable rocks hinder the free percolation, energy may be accumulated locally to such a degree to produce an indirect eruption, as in the case of Rennebaum Volcano.

Whatever may be the answer to this question, it is only of secondary importance for our present considerations on the eruptive mechanism, because the subaerial or submarine character of the eruptions has no or only very little influence upon the deep seated magmatic phenomena.

The various cases of eruptive mechanism, which have been treated above in their principal lines, may be summarized in the following table which shows the conditions, processes and results of the eruptions of the Tertiary Volcanoes of Egypt:

Tectonic movement (faulting)	Important stratigraphical conditions	Ascent of the subcrustal basaltic magma	Degasation of the magma	Permeabilization of the roof rocks by metamorphism	Relations of the various pressures (T, S, R & P. *)	Type of eruption (= initial perforation)	Volcanic edifice that is resulting
going straight through the sedimentary cover	none	unrestrained till to the surface	direct «boiling» in consequence of sudden release of external pressure	no roof	$T > P > R = O$	linear effusive (exceptionally also central)	Basalt-flows
dying away in the sedimentary cover	at least one thick layer of clay intercalated among limestones, marls etc.	temporary stopped beneath the clay	retrograde boiling in consequence of cooling etc.	effective only in the lower part of the clayey layer	$T > R > P$	central mixed (rarely only explosive)	Cinder cones, lava flows (ashes)
			quiet and slow distillation	effective throughout the clayey layer	$R > T > P$	fumarolic and hydrothermal activity only	Sinters, cemented and stained sands.
	at least two layers of clay with percolating water in between them	definitely stopped beneath the lower layer of clay	distillation causing evaporation of the percolating water, (after permeabilization)	effective throughout the lower layer of clay	$(T + S) > R > P$	phreatic explosive, followed by fumarolic and hydrothermal activity	Maars, plugs of cemented sands: brecciated quartzites
	at least one thick layer of clay	definitely stopped	extremely slow into the zone of contact	effective only in the lower part of clayey layer	$R > P > T$	none	none (subvolcanic bodies, dykes)

*) T = maximum vapour tension to be reached by the cooling magma. — S = vapour tension of the steam of heated percolating water. — R = mechanical resistance of the roof as a whole (against magma). — P = external hydrostatic) pressure in the intergranular space and in microscopical fissures of the roof rock (against gases).

GORDON A. MACDONALD *)
Director, Hawaiian Volcano Observatory, United States Geological Survey.

Activity of Hawaiian volcanoes during the years 1940-1950

(With 6 text-figures and 27 plates)

Contents

Abstract . . . . » 120
Introduction . . . . » 120
Characteristics of Mauna Loa eruptions . . . . . . » 126
Mauna Loa summit eruption of 1940 . . . . . . » 127
  Opening phase . . . . » 127
  Cone-building phase . . . . » 129
  Characteristics of the lavas . . . . » 133
  Earthquakes and ground tilting . . . . » 135
  Gas content of the erupted lava . . . . . . » 136
Mauna Loa flank eruption of 1942 . . . . » 140
  Initial summit activity . . . . » 140
  Opening phase of the flank eruption . . . . . » 140
  Cone-building phase . . . . » 143
  Declining phase . . . . » 146
  Characteristics of the lavas . . . . » 146
  Earthquakes and ground tilting . . . . . . » 147
  Bombing of the flow . . . . » 148
Summit activity of Mauna Loa during 1943 and 1944 . . » 150
Activity of Kilauea in 1944 . . . . » 151
Mauna Loa summit eruption of 1949 . . . . . . » 152
  Opening phase . . . . » 152
  Cone-building phase . . . . » 154
  Final phase . . . . » 157
  Characteristics of the lavas . . . . » 158
  Earthquakes and ground tilting . . . . . . » 159
Mauna Loa flank eruption of 1950 . . . . » 160
  Opening phase of the eruption . . . . . . » 160
  Later phase of the eruption . . . . » 166
  Area and volume of the lavas . . . . » 170
  Composition of the lavas . . . . » 170
  Viscosity of the lavas . . . . » 170
  Temperature of the lavas . . . . » 174
Subsidence at Kilauea during December 1950 . . . . » 175
Present status of the Hawaiian Volcano Observatory . . » 176
Bibliography . . . . » 177

(*) Publication authorized by the Director, U. S. Geological Survey.

Abstract

Summit eruptions of Mauna Loa, on the Island of Hawaii, occurred in 1940 and 1949, and flank eruptions in 1942 and 1950. Lava poured out in 1940 and 1942 was about equal in amount, totaling approximately 76 million cubic meters in each eruption. The 1949 eruption was somewhat smaller, liberating approximately 59 million cubic meters. The 1950 eruption was one of the largest on record, producing five large lava flows and several smaller ones, totaling approximately 459 million cubic meters. Three of the 1950 flows entered the sea. In 1942 a lava flow threatened the city of Hilo, and was bombed from the air in an effort to divert it.

Calculations indicate that the gas content of the lava extruded during the 1940 eruption probably was in the vicinity of one percent by weight of the total magma. Other calculations indicate the viscosity of fluid Hawaiian lava to be in the range of 10^3 to 10^5 poises. Temperature readings on the 1950 lava ranged from 1090° to 900° C.

Kilauea Volcano showed signs of uneasiness in 1944, with an apparent increase of magmatic pressure indicated by outward tilting of the moutain flanks and a series of earthquakes progressing toward the surface. In December 1950 a series of earthquakes accompanied a subsidence of the summit of Kilauea Volcano.

Introduction

The island of Hawaii consists of five coalescing shield volcanoes (fig. 1). The two northernmost volcanoes have not been active in historic time. Kohala Mountain has long been extinct, and stream erosion has cut valleys as much as 760 meters deep into its rainy windward slope, although its dry leeward slope remains relatively little dissected (31, p. 42). During the Pleistocene epoch the upper portion of Mauna Kea was occupied by a cap of glacial ice. Volcanic activity occurred both during and after the period of glaciation (31, p. 165), but there has been no eruption since the beginning of written history in Hawaii (about 1800 A. D.), and the traditions of the ancient Hawaiian

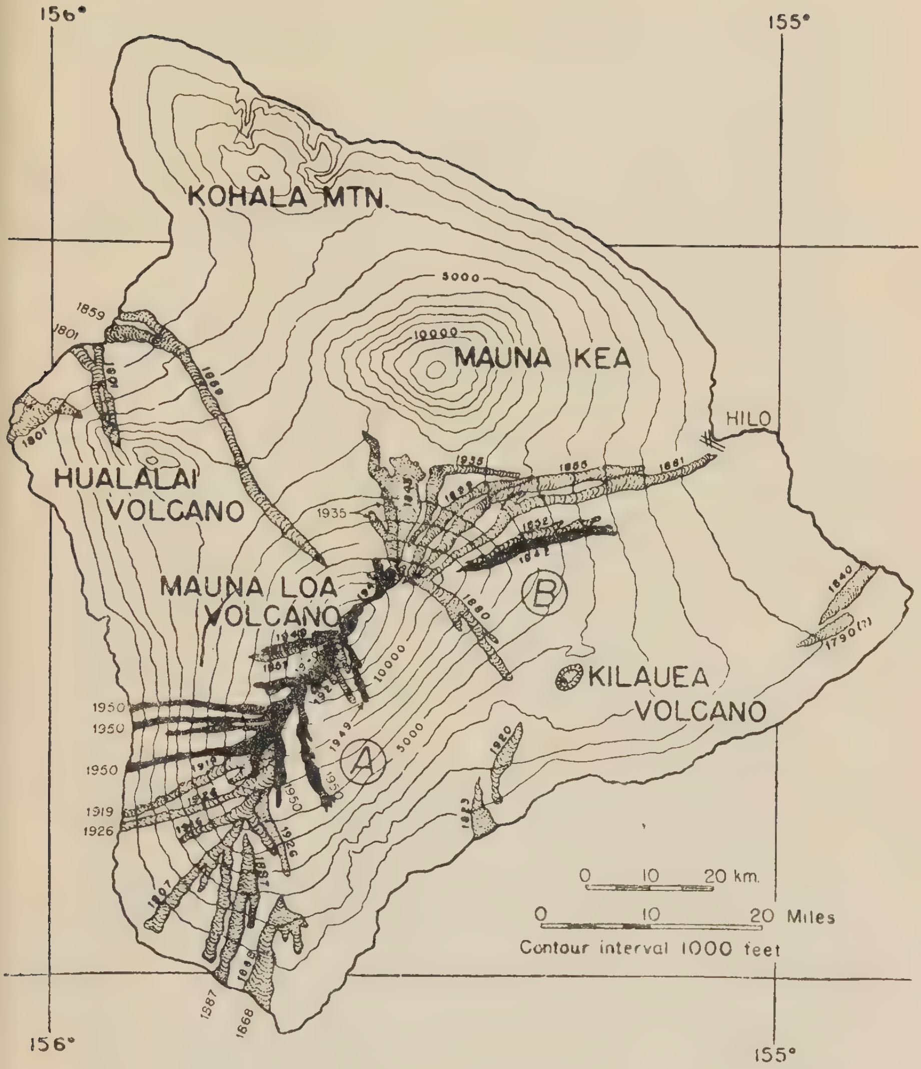


Fig. 1. - Map of the island of Hawaii, showing historic lava flows of Mauna Loa and Kilauea. The flows from 1940 to 1950 are shown in solid black, and the earlier flows are stippled. Altitudes are in feet above sea level. The letters *A* and *B* in circles indicate the approximate position of probable former volcanic centers that have been largely buried by lavas from the more recent Mauna Loa vents.

people contain no mention of activity of Mauna Kea. It has, therefore, presumably been inactive since the arrival of the first modern Hawaiians, about 1200 A. D.

The three southern volcanoes have all been active in historic times. Hualalai volcano produced two large lava flows in 1800 or 1801 (fig. 1). Since then there has been no eruptive activity, although numerous earthquakes in 1929 (16) may have been associated with subsurface movements of magma or with crustal adjustment resulting from such movement.

Mauna Loa is a broad shield volcano composed entirely of basaltic lavas, ranging in composition from basalt free of olivine to picrite-basalt (oceanite) containing as much as 55 percent olivine (21, pp. 56-63). The mountain rises 4,170 meters above sea level and approximately 9,000 meters above the floor of the surrounding ocean. If the boundaries against the neighboring volcanoes are assumed to extend vertically from their position at the surface to the level of the surrounding sea floor, Mauna Loa has a bulk on the order of 42,000 cubic kilometers. Evidence suggests that Mauna Loa is compound in origin, the present active cone having been built over, and largely buried, at least two older shields, the centers of which lay in the vicinity of *A* and *B* in fig. 1.

The Mauna Loa shield is crossed by two great series of fissures, trending southwest and east-northeast, and intersecting at the summit caldera. Along these two principal rift zones have issued most of the flank flows of the volcano. A group of scattered vents on the northern and northwestern flanks of the mountain is sometimes regarded as a third rift zone, much less pronounced than the others. The rift zones are marked at the surface by many open fissures, cinder and spatter cones, and pit craters. The caldera of Mauna Loa, known as Mokuaweoweo, is approximately 4.8 kilometers long, 2.4 kilometers wide and 180 meters deep on its western side. The southern end of the caldera is occupied by a crescentic bench, known as the South Lunate Platform, that in 1926 stood about 35 meters above the central caldera floor, but has been partly buried by lavas of the 1933, 1940, and 1949 eruptions. At the northeastern and southwestern ends the caldera coalesces with nearly circular pit craters named respectively North Bay and South Pit. Southwest of South Pit there are two more large pit craters, Lua Hou and Lua Hohonu (fig. 2).

Kilauea is a smaller shield volcano built against the southeastern flank of Mauna Loa. Its highest point, on the western edge of the caldera, has an altitude of 1,247 meters above sea level. On the rim of the caldera just south of the highest point stands the main building of the Hawaiian Volcano Observatory. The caldera is 4 kilometers long, 3.2 kilometers wide, and 120 meters deep at its western edge. Within it, near its southwestern edge, is an inner crater, Halemaumau, with an average diameter of 975 meters, and during the interval 1934-1952 an average depth of 235 meters. Extending southwestward and eastward from the caldera are two major rift zones.

Through the past 130 years Mauna Loa and Kilauea have been among the earth's most active volcanoes. During the century from 1823 to 1924 live active lava could be seen in Kilauea caldera approximately 85 percent of the time. However, from May 1924 until the end of 1950 there were only seven short eruptions, deep in Halemaumau crater. The duration of these eruptions totaled only 96 days, or less than one percent of the time.

In the period from its first recorded eruption, in 1832, to the end of 1950, Mauna Loa has averaged one eruption every 3.6 years, and has been active approximately 6.2 percent of the time. Nearly all of Mauna Loa's eruptions take place on one or the other of the rift zones or in the caldera. Depending on whether they center on the slopes of the mountain or at the summit area in or near the caldera, the eruptions may be divided into summit and flank eruptions. To some degree there is an alternation of summit and flank eruptions. In addition, nearly every flank eruption commences with a few hours of summit activity, followed within a few hours by outbreak lower on the mountain. Repose periods between summit eruptions and the succeeding flank eruptions average only 29 months, as compared with an average of 64 months between flank eruptions and the next summit eruption. Thus the group consisting of a summit eruption followed within 2 or 3 years by a flank eruption may be re-

Historic ernptions of Mauna Loa *)

Date of commencement		Approximate duration (days)		Location of principal outflow	Altitude of main vent (meters above sea level)	Approximate length of repose period since last eruption (months)	Area covered by lava flows (square kilometers)	Approximate volume of extruded lava (cubic meters)
Year	Month and day	Summit eruption	Flank eruption					
1832	June 20	21	(?)	Summit (?)	3,960 (?)	—	—	—
1843	Jan. 9	5	90	N. flank	3,000	126	52.3	191,000.000
1849	May	15	—	Summit	a) 3,960	73	—	—
1851	Aug. 8	21	(?)	Summit	4,050	26	17.9	69,000,000
1852	Feb. 17	1	20	N. E. rift	2,560	6	28.5	107,000,000
1855	Aug. 11	—	450	N. E. rift	3,200	41	b) 31.6	115,000,000
1859	Jan. 23	1	300	N. flank	2,800	26	c) 84.7	c) 459,000,000
1865	Dec. 30	120	—	Summit	3,960	73	—	—
1868	Mar. 27	1	d) 15	S. W. rift	1,000	23	c) 23.6	c) 145,000,000
1870	Jan. 1 (?)	14	—	Summit	3,960	21	—	—
1871	Aug. 1 (?)	30	—	Summit	3,960	18	—	—
1872	Aug. 10	e) 60	—	Summit	3,960	11	—	—
1873	Jan. 6	2 (?)	—	Summit	3,960	3	—	—
1873	Apr. 20	547	—	Summit	3,960	3	—	—
1875	Jan. 10	30	—	Summit	3,960	2	—	—
1875	Aug. 11	7	—	Summit	3,960	6	—	—
1876	Feb. 13	Short	—	Summit	3,960	6	—	—
1877	Feb. 14	10	f) 1	W. flank	- 55 ±	12	—	—
1880	May 1	6	—	Summit	3,960	38	—	—
1880	Nov. 1	—	280	N. E. rift	3,170	6	62.2	229,000,000
1887	Jan. 16	—	10	S. W. rift	1,740	65	c) 29.3	c) 220,000,000

1892	Nov. 30	3	—	Summit	3,960	68	—	—
1896	Apr. 21	16	—	Summit	3,960	41	—	—
1899	July 4	4	19	N. E. rift	3,260	38	42.0	153,000,000
1903	Oct. 6	60	—	Summit	3,960	50	—	—
1907	Jan. 9	1	15	S. W. rift	1,890	37	21.0	76,000,000
1914	Nov. 25	48	—	Summit	3,960	94	—	—
1916	May 19	—	14	S. W. rift	2,250	16	17.1	61,000,000
1919	Sept. 29	Short	42	S. W. rift	2,350	40	c) 23.8	c) 268,000,000
1926	Apr. 10	Short	14	S. W. rift	2,320	77	g) 34.7	c) 115,000,000
1933	Dec. 2	17	1	Summit	3,960	91	5.2	76,000,000
1935	Nov. 21	1	42	N. E. rift	3,690	23	h) 35.7	122,000,000
1940	Apr. 7	133	1	Summit	3,960	51	j) 10.1	76,000,000
1942	Apr. 26	2	13	N. E. rift	2,800	20	k) 27.4	76,000,000
1949	Jan. 6	145	2	Summit	4,020	79	14.5	59,000,000
1950	June 1	1	23	S. W. rift	2,440	12	c) 90.4	c) -59,000,000
	Total	1,325	1,352				652.0	3,085,000,000

---

*) The duration for most of the eruptions previous to 1899 is only approximate. Heavy columns of fume at the summit, apparently representing copious gas release accompanied by little or no lava discharge, were observed in January 1870, December 1887. March 1921, November 1943, and August 1944. They are not indicated in the table.

a) All eruptions in the caldera are listed at 3,960 meters altitude, although many of them were a little lower.

b) Upper end of the flow cannot be identified with certainty.

c) Area above sea level. The volume below sea level is unknown, but estimates give the following orders of magnitude: 1859 - 229,000,000 cubic meters; 1868 - 76,000,000 cubic meters; 1887 - 153,000,000 cubic meters; 1919 - 153,000,000 cubic meters; 1926 - 1,200,000 cubic meters; 1950 - 76,000,000 cubic meters. These are included in the volumes given in the table.

d) Flank eruption started April 7.

e) Activity in the summit caldera may have been essentially continuous from August 1872 to February 1877, only the most violent activity being visible from Hilo or Kilauea.

f) Submarine eruption off Kealakekua, on the west coast of Hawaii.

g) 6.5 square kilometers of this is the area of the thin flow near the summit. An unknown area lies below sea level.

h) About 1.3 square kilometers of this is covered by the thin flank flow above the main cone and 2.1 square kilometers is in Mokuaweoweo caldera.

j) 7.2 square kilometers is in Mokuaweoweo caldera, and 2.9 square kilometers outside the caldera.

k) 7.2 square kilometers of this is covered by the thin flank flow near the summit, and 1.3 square kilometers is in the caldera.

garded as the typical short-term cycle of Mauna Loa. However, variations from the typical cycle are common.

The foregoing table summarizes the data on the historic eruptions of Mauna Loa. During the interval covered by this report only Mauna Loa was in eruption. The activity included two typical cycles, each consisting of a summit eruption followed by a flank eruption. It has been my privilege to witness and study all four of these eruptions.

Characteristics of Mauna Loa eruptions

A typical eruption of Mauna Loa consists of the following fairly distinct, though intergradational, stages:

(1) *Opening phase.* — Characterized by a long line of lava fountains, known as the « curtain of fire », extending essentially uninterrupted along a fissure or series of fissures generally several kilometers in length, and by copious outwelling of lava along the fissure, with the building of low ramparts of spatter but no true cones. (The opening phase of flank eruptions typically is directly preceded by short-lived summit eruption with the same characteristics as the opening phase lower on the flank).

(2) *Cone-building phase.* — Characterized by lava fountains restricted to a short length (generally less than 400 meters) of the fissure, and the building around them of a cone or short cone-chain of cinder and spatter. The fountains reach their maximum height, sometimes as much as 250 meters, during this stage. One or more major flows generally issue continuously from the growing cone, and many minor flows may occur.

(3) *Declining phase.* — Characterized by a general decrease of fluid pressure at the vents, with a decline in size of the lava fountains accompanying, and probably at least in part caused by, a decrease in the amount of gas in the erupting lava. The outflow of lava may cease with the dying out of the fountains, but commonly it continues for days or weeks or even months, after the end of fountain activity.

As will be apparent in the following pages, the three stages are represented to varying degrees in different eruptions. The second and third stages are difficult to separate in the 1940 eruption. During the eruptions of 1942 and 1949 all three stages are well exhibited. During 1950, activity remained to the end spread out along several miles of eruptive fissure, and high lava fountains failed to develop, so that no true cone-building phase occurred. The third phase was represented in 1950, however, by a period of greatly diminished fountains but continued relatively quiet lava outpouring.

Mauna Loa summit eruption of 1940

Opening phase.

After a repose period of 4 years and 3 months, Mauna Loa resumed activity on the evening of April 7, 1940. The precise time of the outbreak is not known, but volcanic tremor started to record on seismographs of the Hawaiian Volcano Observatory at 22:59 and continued until 04:00 on April 8 (33, p. 4). This « *harmonic* » tremor is known to accompany movement of magma in the feeding conduits of the volcano (8), and it is probable that eruption commenced at the time of beginning of the tremor, or soon after. The first glow from the molten lava was observed by residents of the Kona area, on the western slope of Mauna Loa, at about 23:30. By 00:30 on April 8 a brilliant orange glow illuminated the fume cloud rising from the summit of the mountain.

For the first few hours of the eruption a nearly continuous line of lava fountains played along a series of fissures 5 kilometers long, extending from a point northeast of the crater of Mokuaweoweo southwestward across the caldera floor and South Lunate Platform, up over the caldera rim, and down the southwest rift zone to a point 0.5 kilometers southwest of the pit crater Lua Hohonu (fig. 2). By 04:00 on April 8, at the time of cessation of the volcanic tremor on the Observatory seismographs, the brilliance of the glow was lessening and dark areas were developing (SCHULZ, P. E., unpublished notes), indicating that the line of fountains was no longer so continuous. Air photos taken at 04:30 show fountains 1 to 20 meters high still playing along most of the line, with short dark gaps. At that time

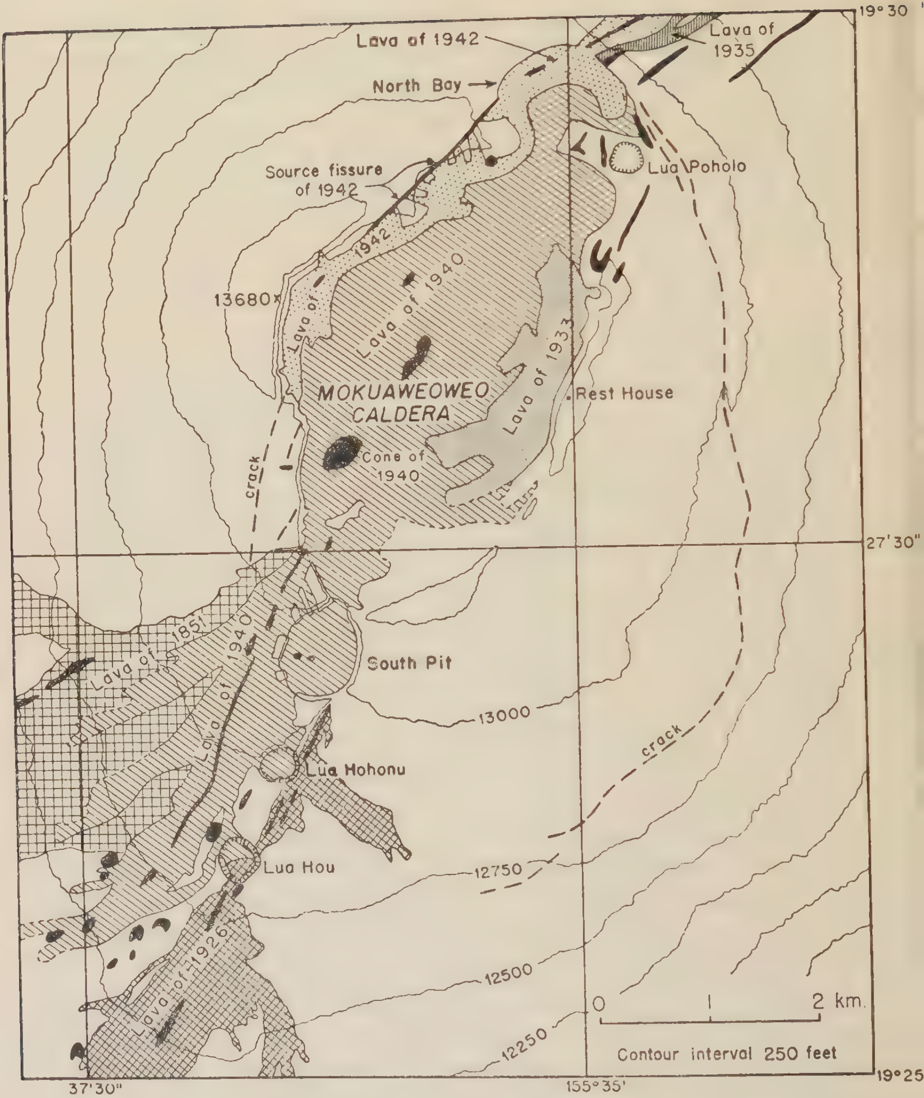


Fig. 2. - Map of the summit region of Mauna Loa in September 1942. The historic lava flows are indicated by individual patterns. Cinder and spatter cones, and spatter ramparts along source fissures, are indicated in solid black. Altitudes are in feet above sea level.

the principal fountain activity was near the center of Mokuaweoweo, between the cones of the 1903 and 1914 eruptions (pl. 1).

A great flood of lava accompanied the widespread fountain activity of the first few hours of the eruption. From the vents on the caldera floor very fluid pahoehoe spread over two-thirds of the area of the caldera and all of North Bay. Vents on the South Lunate Platform spilled lava northward onto the main caldera floor to merge with that from the more northerly vents, eastward along the foot of the bench to the east wall of the caldera, and southward into South Pit. From the fissures outside the caldera lava poured into all three pit craters — South Pit, Lua Hohonu and Lua Hou — and formed three principal flows that moved westward down the mountainside for a distance of about 2 kilometers (pl. 2).

Cone-building phase.

After the first few hours of the eruption activity became restricted to a portion of the fissure near the southwestern edge of the caldera floor. At the same time the remaining fountains increased in height. On the morning of April 9 fountains were playing along a line 420 meters long with its northern end between the 1914 and the 1933 cones (pl. 3) and its southern end north of the South Lunate Platform (33, p. 7). The principal fountain area, with jets of molten lava as much as 100 meters high, lay across the eastern edge of the 1914 cone. Farther south five isolated groups contained smaller fountains, less than 15 meters high. Vents on the South Lunate Platform and southwestern rim of the caldera were liberating fume, but no lava.

I reached the summit of Mauna Loa on the afternoon of April 11, in company with Prof. Horace WINCHELL of Yale University. At that time the small fountains south of the main group were no longer active. On the morning of April 12 the active portion of the fissure was approximately 250 meters long. A line of seven distinct fountains was building a row of coalescing cinder and spatter cones, which were gradually burying the 1933 and 1914 cones (pl. 4). The fountain at the northern end (fountain 1, fig. 3) was larger and less variable than the others, playing steadily to a height of about 80 meters above the caldera floor, and 60 meters above the top of the cone. Fountains 2 and 3 (fig. 3) formed a double fountain, rising to a height

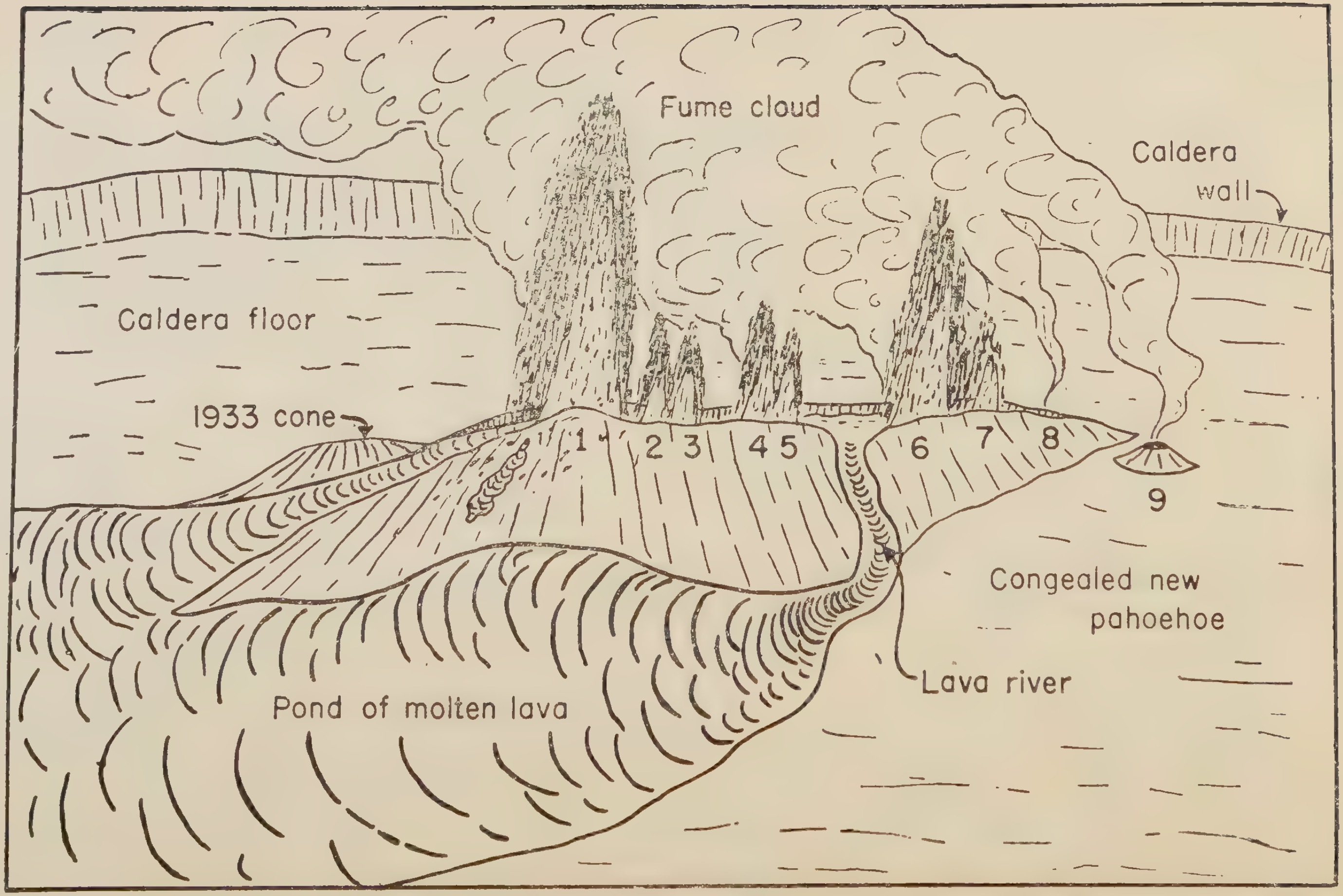


Fig. 3. - Sketch of the lava fountains and cone in Mokuaweoweo, from the southwestern rim of the caldera, April 12, 1940. Lava

of only about 15 meters. Fountains 4 and 5 also formed a doublet, playing to heights of 20 to 30 meters. Although double in the sense of being very close together, and appearing to erupt from the same pit in the cone, the respective parts of the double fountains appeared to be entirely independent as regards the strength and periodicity of their bursts. Fountain 6 was next largest to fountain 1, but much less constant in the strength of its activity. Its maximum height was about 55 meters. Fountain 7 was about 15 meters high. South of fountain 7 a small pit was liberating a little fume, but no lava. At the southwest end of the elongate cinder and spatter cone a small spatter conelet was releasing dense clouds of bluish-white fume that smelled strongly of sulfur dioxide and trioxide.

Two rivers of lava poured down the sides of the cone, one toward the west and the other toward the north. The western river originated in a small boiling pool that occupied the top of the cone between fountains 5 and 6. On leaving the pool the lava quickly acquired a thin lead-gray crust, which was repeatedly riven by flowage, exposing the glowing red lava beneath. Commonly the central part of the river was covered by gray ropy and twisted crust, but along the lines of principal shear close to the edge of the stream the crust was torn open, producing two glowing red borders. Where the rivers plunged down the sides of the cone, over an incline of about 20°, the speed of the central part of the stream was estimated to be about 15 miles an hour. This agrees well with independent estimates of the speed by other observers.

At the northern end of the cone the two rivers merged to form a broad pool of molten lava north and west of the cone. The rate of surface movement decreased rapidly away from the base of the cone, until a quarter of a mile from the cone no movement was visible. Occasional small lava fountains played briefly on the ponded lava where the crust was fractured. Small whirlwinds raised dust clouds on the flanks of the cone, and occasionally ripped off sections of the thin crust of the lava pond, as much as 2 meters across, and sent them spinning off through the air. These sheets of crust appeared to be only 1 to 5 centimeters thick.

In daylight the cores of the fountains were a bright orange-red. As the ejecta rose through the air they rapidly darkened, until at the top of their trajectories they appeared nearly or quite black. Falling back onto the outer slopes of the cone, many of them burst in bright red splashes of liquid, showing that their centers were still very hot and liquid. Occasionally bursts of liquid spatter landed in such abundance on the outer slope of the cone that they coalesced to form thin flows that trickled down the slope for a few meters before they congealed. When the wind shifted to the southeast, pumice and Pele's hair drifted down abundantly on the western rim of the caldera.

Early in the afternoon of April 12 the fountain activity began gradually to increase. By 14:15 the top of fountain 1 was reaching a height 120 meters above the caldera floor. Vent 8 was no longer liberating only fume. Explosive bursts of molten material from it occasionally shot 8 or 10 meters into the air. By 14:15 the highest ejecta from fountain 1 were reaching a height of at least 150 meters, and the bright, nearly solid looking core of the fountain was 90 to 100 meters high. The other fountains showed a similar increase. By 18:00 the height of fountain 1 was estimated as 180 metres. These very high fountains continued through the early evening, then gradually died down to heights similar to those of the previous morning.

During the next week there were several periods of very high fountains like those of April 12. The cone grew rapidly in size, and by April 15 the remnants of the 1933 and 1914 cones were almost completely buried (33, p. 8). After April 19 the strength of the activity decreased greatly, and by the last week in April the fountains were very weak and no persistent lava flows were visible (29, p. 742). By May 1 only a single fountain remained. During the next month the cone grew slowly in height, as small amounts of spatter were thrown above its rim. At the base of the cone small lava flows issued from time to time and flowed out to build a broad low shield around the base of the central cinder and spatter cone.

From June 19 to August 18 activity was intermittent, with active periods of a few hours to several days alternating with quiescent periods of 1 to 4 days and with the fountain generally hidden from view within the cone (29, p. 742). The last visible glow was on the night of August 18-19 (18, p. 4), though the cone continued to fume weakly most of the time until the 1949 eruption.

Characteristics of the lavas.

The lava erupted during the 1940 eruption was hypersthene-bearing olivine basalt. Nearly all of it consolidated as pahoehoe. The flows outside the crater, on the upper part of the southwest rift, are thin shelly pahoehoe, generally ranging from 1 to 2 meters in thickness, and containing numerous open tubes and hollow blisters covered by thin shells commonly only 4 or 5 centimeters thick. These early lavas were very rich in gas.

The voluminous outpouring of lava in the caldera during the first few hours of the eruption covered an area of approximately 7.2 square kilometers to an average depth of about 6 meters. Adding this volume to that of the flows outside the caldera, approximately 50 million cubic meters of vesicular lava was poured out within the first 24 hours of the eruption. The total volume for the entire eruption was approximately 76 million cubic meters.

The early flood of pahoehoe formed a pool with a nearly level, gently undulating surface (pl. 5). Some of the earliest lava was covered with a skin of highly vesicular pumice, generally about one centimeter thick. This pumice was not pyroclastic in origin, but was formed by extreme frothing of the very gas-rich early lava (21, p. 59). Similar pumice formed in the caldera during the 1942 eruption has a gross density of 0.6 and a porosity of approximately 75 percent (14). Later flows advancing over the congealed surface of the early flood basalt developed the toes and ropy or festooned surfaces generally regarded as characteristic of pahoehoe lava, but these features are rare on the early lava.

After its emplacement, the lava poured out in the first flood quickly lost volume and shrank back, leaving a slump scarp around the edges of the caldera, where the thin margins of the flow rested against the caldera walls. Similar slump scarps are common around ponded flows in Hawaii. On the morning of April 8 the slump scarp around the northeastern edge of North Bay was 1 to 3 meters high (33, p. 7). SCHULZ (29, p. 743) estimated that the volume decrease indicated by the slumping was about 18 percent. He points out that the shrinkage is much greater than can be explained by cooling, and suggests as other possible factors « (1) some sort of draining back into the eruptive fissure, (2) local adjustments into incompletely filled depressions, and (3) volume loss by emission of gas from vesicles in the still molten material under the crust and consequent partial or complete collapse of these vesicles ». Although the first of SCHULZ' suggestions was possible during the 1940 eruption, the mechanism appears unlikely where slump scarps have formed on lavas accumulated in pools well away from the source vents. The third mechanism — shrinkage caused by loss of gas, — appears the most probable, especially since the pumiceous top of some of the earliest lava indicates a gas content sufficient to inflate it to four times its volume in a gas-free state. Some of the gas would, of course, be lost during flowage. However, in rapid flooding like that during the beginning of the 1940 eruption much of the gas probably would be retained until the liquid had reached its place of rest, but would bubble out relatively soon afterward. Evidence suggests that in Hawaiian lavas most of the gas comes out of solution within a very short time interval after the arrival of the lava at the surface (14).

During the cone-building stage pahoehoe flows advancing northward from the vents were in part confined by the walls of the caldera. The thrust of additional lava against the immobilized fronts of the flows resulted in extensive shattering of the flow crust and the formation of large pressure ridges (pl. 5). There was a tendency for the formation of anticlinal folds, which as they rose moved forward, producing overturning or even overthrusting of the fold. The folded crust was, of course, not a continuous unbroken stratum, but a mass of discrete and generally jumbled blocks. Some of these anticlinal pressure ridges are as much as 10 meters high, and the blocks composing them commonly range from 1 to 3 meters across and 30 to 80 centimeters thick. Abrasion between the shifting blocks in places produced a fine rock powder, commonly pink or red because of oxidation of the contained iron by the gases escaping from the lava.

Not all of the lava added to the fill in Mokuaweoweo during the cone-building stage of the eruption was poured out over the surface. Part of it was intruded beneath the surface of the earlier congealed lava, and caused an elevation of the surface without overflowing it. This elevation was especially pronounced near the northern edge of the main caldera and in the central portion of North Bay. In the latter area shallow intrusion caused the elevation of a flat-topped plateau 500 meters across. This feature, termed a « *pressure plateau* » by SCHULZ (29, p. 745), was raised 5 meters above the previous level of the flow-top at the northern edge of the gap into North Bay, and 12 meters at the northern edge of Mokuaweoweo proper. At its northern edge the pressure plateau decreased in height to less than one meter above the surrounding lava surface.

Earthquakes and ground tilting.

The number of earthquakes originating under Mauna Loa gradually increased through the interval 1936 to 1939, indicating an increasing uneasiness of the volcano. During 1936 only 10 earthquakes known to be of Mauna Loa origin were recorded on the Observatory seismographs. The number increased to 20 during 1937, 32 during 1938, and 47 during 1939. During the first quarter of 1940, seismographs at the Observatory recorded 16 Mauna Loa earthquakes. Most of the quakes originated on the northeast rift zone of Mauna Loa, many under the summit area of the volcano, and only a few along the southwest rift (33, p. 3).

On January 16 to 18 a swarm of 60 very small earthquakes was recorded on the Mauna Loa seismograph at 2,050 meters (6,700 feet) altitude near the northeast rift of Mauna Loa. Most of the quakes were too small to be recorded at Kilauea Caldera. Origin distances from the Mauna Loa station suggested that the quakes came from the northeast rift of Mauna Loa in the direction of the summit. A similar swarm of very small earthquakes was recorded on the Mauna Loa seismograph on March 8 to 10 (33, p. 4).

Earthquakes accompanying the 1940 eruption were remarkably few in number. A small earthquake at 23:09 on April 7 was followed by others at 23:21, 23:35, and 23:38. All appeared to originate at a shallow depth in or near Mokuaweoweo, and may have accompanied the opening of the eruptive fissure. Another small earthquake originated at the summit of Mauna Loa at 14:00 on April 10, and at 14:33 on April 11, one originated on the northeast rift beneath a point near the 10,000-foot (3,050-meter) contour. Others occurred in the summit region on May 10, May 17, June 11, August 1 and August 7; and on the northeast rift zone on July 12.

Volcanic tremor commenced recording on the seismographs at Kilauea Caldera, 20 miles east of the site of eruption, at 22:59 on April 7. It continued until 04:00 on April 8. This period of tremor coincided with the first big gush of lava and wide-spread fountaining, and its termination coincided with a marked diminution of eruptive activity. It is probable that tremor too weak to be recorded at the seismograph stations, 14 to 37 miles from the vents, continued through most or all of the eruption.

During January to March, 1940, ground tilting at the Observatory, on the northeastern rim of Kilauea Caldera, was for the most part southwestward at a rate approximately normal for that season of the year. The only marked deviation was a sharp eastward tilt of 2.5 seconds of arc, from February 5 to 20. Thus neither ground tilting nor seismic activity gave any very strong indication of coming eruption. JAGGAR (18, p. 10) has pointed out that the interval between the 1935 and 1940 eruptions corresponds fairly closely with the average interval (somewhat over 4 years) between Mauna Loa outbreaks during the first 40 years of this century. However, the interval between flank and succeeding summit eruptions from 1843 to 1949 ranged from 21 to 94 months and averaged 63.8 months. The average interval above is, therefore, a poor basis for prediction of a coming eruption.

Gas content of the erupted lava.

On April 12, 1940, the writer made estimates both of the amount of liquid lava and of the amount of gas being liberated. Assuming each of the two lava rivers issuing from the cones to average approximately 6 meters in width, the rapidly moving upper portion of the river to be 1 meter deep, and the average rate of flow of the two rivers to be about 24 kilometers per hour (6.7 meters per second), the volume of liquid lava being liberated was approximately 80.4 cubic meters per second of vesicular lava, or 6.9 million cubic meters daily. The average vesicularity of the lava, based on later observations, was about 20 percent, and the volume of dense lava, therefore, was about 64 cubic meters per second.

The cloud of gas liberated at the vents was rising and blowing away at a rate of approximately 10 meters per second. The length of the principal part of the cloud at the vents was approximately 200 meters, and the thickness of the sheetlike cloud near the vents was approximately 5 meters. From these figures it follows that the volume of the gas cloud leaving the vents was approximately 10,000 cubic meters per second. Obviously, however, the cloud did not consist entirely of volcanic gas. Even close to the vents there must have been a very considerable dilution by the atmosphere, and at a distance of 400 meters the cloud was respirable with only a little discomfort from choking sulfur gases. The amount of dilution of the volcanic gases by the atmosphere close to the vents is not known, but if it is assumed to have been 50 percent, the volume of volcanic gas being given off at the vents was approximately 5,000 cubic meters per second. Some gas, of course, was retained in the lava being poured out in the rivers. The vesicularity of the congealed lavas averaged about 20 percent; and if the gas content of the liquid lava was 20 percent, the volume of included gas bubbles was only 16 cubic meters per second. This amount is negligible as compared with that being liberated in the gas cloud from the vents. Some gas undoubtedly escaped form the flows without leaving vesicles to record its former presence, but even assuming that half of the gas content of the lava flows was lost in that way, the total amount of gas carried out in the flows remains relatively negligible.

No samples of gas suitable for analysis were obtained, and the precise nature of the gas liberated is therefore not known. The average composition in volume percent at 1200° C. of 14 samples of gas collected by T. A. JAGGAR from the lava lake of Kilauea in 1919 was as follows (30):

Water vapour	70.75
Carbon dioxide	14.07
Carbon monoxide	0.40
Hydrogen	0.33
Nitrogen	5.45
Argon	0.18
Sulfur dioxide	6.40
Sulfur trioxide	1.92
Sulfur	0.10
Chlorine	0.05

If the gases liberated by Mauna Loa in 1940 are assumed to have the same composition, and it be further assumed that they behaved as perfect gases, then the weight of the liberated gas (5,000 cubic meters per second, at 1000° C.) can be calculated as approximately 747 kilograms per second. The specific gravity of samples of dense Mauna Loa lavas averages 2.871 (34, p. 113, analyses 2-4), and therefore the weight of extruded dense lava was probably about 183,744 kilograms per second, and the combined weight of lava and gas was approximately 184,491 kilograms per second. It follows that the content of gas in the erupted magma was approximately 0.4 percent by weight.

A similar calculation can be made for the magma erupted during the first 24 hours of the eruption. Estimates yield approximately 50 million cubic meters of vesicular lava. Of this, 42 million cubic meters within the caldera had an average vesicularity of approximately 20 percent; and 8 million cubic meters, much of it shelly pahoehoe, along the southwest rift had an average porosity of about 30 to 40 percent. This corresponds to approximately 39 million cubic meters of dense lava daily, or 451 cubic meters per second. If the specific gravity of the dense lava was 2.871, the weight of dense lava erupted was approximately 1,295,000 kilograms per second. If during the same interval the average length of the active fissure is assumed to have been 2 kilometers, the width of the gas cloud just above the vents to average 5 meters, the rate of drift of the cloud away from the vents to have been approximately 10 meters per second, and the amount of atmospheric dilution 50 percent, the volume of gas liberated would have been approximately 75,000 cubic meters per second. The gas contained in the lava would be approximately 130 cubic meters per second, and the total gas content of the erupting magma 75,130 cubic meters per second. At 1000° C., this corresponds to a weight of gas of approximately 11,200 kilograms per second, or a little less than 0.9 percent of gas by weight.

Of course, some volatile material is retained in the crystallized lava, but in samples of Hawaiian lavas collected and analyzed soon after they were erupted the amount is very small. EINARSSON (1, pp. 66-67) has pointed out the tendency of lavas containing glass to absorb water with the passage of time, and many analyses of old Hawaiian lavas contain more than 0.3 percent of combined water. Samples of the earliest and latest lavas erupted at the 2,800-meter vent of the 1942 eruption of Mauna Loa, collected shortly after the end of the eruption, contain respectively only 0.4 and 0.6 percent of combined water and 0.03 percent of sulfur trioxide (22, p. 1572). By analogy with the 1942 lava, it is probable that the 1940 lava did not retain more than about 0.1 percent of volatiles on crystallization. It this is added to the amount of gas liberated in the fume cloud and in vesicles, the total volatile content becomes approximately 1 percent of the lava extruded during the first few hours of the eruption, and 0.5 percent of the lava being extruded on April 12.

Because of the many uncertainties in the data, and the fact that the gases undoubtedly did not behave as perfect gases, the results represent only an order of magnitude. However, the values assumed in the calculations appear to be excessive rather than otherwise, and it is probable that the average volatile content of the magma erupted during the 1940 eruption was less than 1 percent by weight. It is interesting to note that the order of magnitude agrees well with that found by VERHOOGEN (32) in the

1938 eruption of Nyamuragira and by EINARSSON (1) in the 1947 eruption of Hekla, and with that deduced by GRATON (15) for Parícutin.

Mauna Loa flank eruption of 1942

Initial summit activity.

Like most flank eruptions of Mauna Loa, the 1942 eruption began with a brief period of eruption in and near the summit caldera. This summit phase of the eruption commenced at approximately 17:05 on April 26, with the opening of a fissure part way up the cliff along the western side of Mokuaweoweo caldera, across North Bay, and about 4 kilometers down the northeast rift zone (pl. 8). A voluminous outpouring of very fluid, gas-rich pahoehoe formed cascades down the western wall of the caldera, and a ponded flow along the foot of the wall and around the western and northern edges of North Bay (fig. 2).

Outside the caldera, along the upper portion of the northeast rift zone, highly fluid spatter built low agglutinate ramparts. The flow from the fissure moved northward, dividing into two principal lobes (fig. 4). Near the source fissure the lava was pahoehoe, but it changed to aa as it flowed downslope.

On the night of April 26 the fume column, brightly illuminated by glow from the incandescent lava beneath, was clearly visible from Kilauea and Hilo. The cloud rose nearly vertically to a height of about 5 kilometers above the mountaintop, then drifted southwestward.

By 04:40 on April 28 activity at the summit of the mountain ceased.

Opening phase of the flank eruption.

About daybreak on April 27 G. O. FAGERLUND, Naturalist of Hawaii National Park, and B. J. LOUCKS, instrument-maker at the Hawaiian Volcano Observatory, reached the rest house at Puu Ulaula, at 10,000 feet (3,050 meters) altitude on Mauna Loa's northeast rift zone. Activity at the summit had greatly decreased, but local seismic activity was intense. The ground was shaking continually, averaging three or four distinct quakes a minute, and a crude horizontal pendulum set up at the rest house by LOUCKS showed almost no horizontal displacement. The earthquakes appeared to be originating nearly below them. During the afternoon the frequency of earthquakes decreased, and by evening very few were being felt. This condition of relative seismic quiet continued through the night.

At approximately 04:40 on the morning of April 28 lava broke out along a fissure in the rift zone about 2.4 kilometers northeast of Puu Ulaula (fig. 4, pl. 6). At 07:30, when FAGERLUND and LOUCKS reached the site of eruption at 2,800 meters (9,200 feet) altitude, a nearly continuous line of lava fountains 70 to 100 meters high was playing along the fissure for a distance of half a mile. During the day the erupting fissure gradually lengthened downslope, until at 15:00 its length was about a mile. Fountains were active along both its upper and lower portions, but along its central portion the fountains were largely drowned by a copious flow of very liquid lava that followed the course of the fissure. At 20:00 on April 28 the fountains were playing to a height of about 160 meters. A spatter rampart 1 to 5 meters (pl. 7) high was being built along the fissure, and a rapid flow of lava was moving northeastward toward the city of Hilo (fig. 1, pl. 11).

Within a few hours after the outbreak at 2,800 meters altitude another column of fume was observed, marking a new point of outbreak 4.8 kilometers farther northeast (pl. 6), at an altitude of 2,380 meters (7,800 feet). This lower point of outbreak lacked many of the characteristics exhibited by most lava vents of Mauna Loa. The lava issued quietly from a series of arcuate fractures cutting old lavas, and trending nearly at right angles to the course of the rift zone. Fume was liberated in much less volume than at the 2,800-meter vent, and there appears to have been very little fountaining. Only a small amount of spatter was formed, and both the spatter and the lava of the flow were denser and much poorer in gas than those liberated at the higher vents. It is believed that lava approaching the surface at the 2,800-meter vent found its way into an ancient pahoehoe tube and flowed downslope for three miles, losing much of its contained gases, before finally issuing at the surface at a

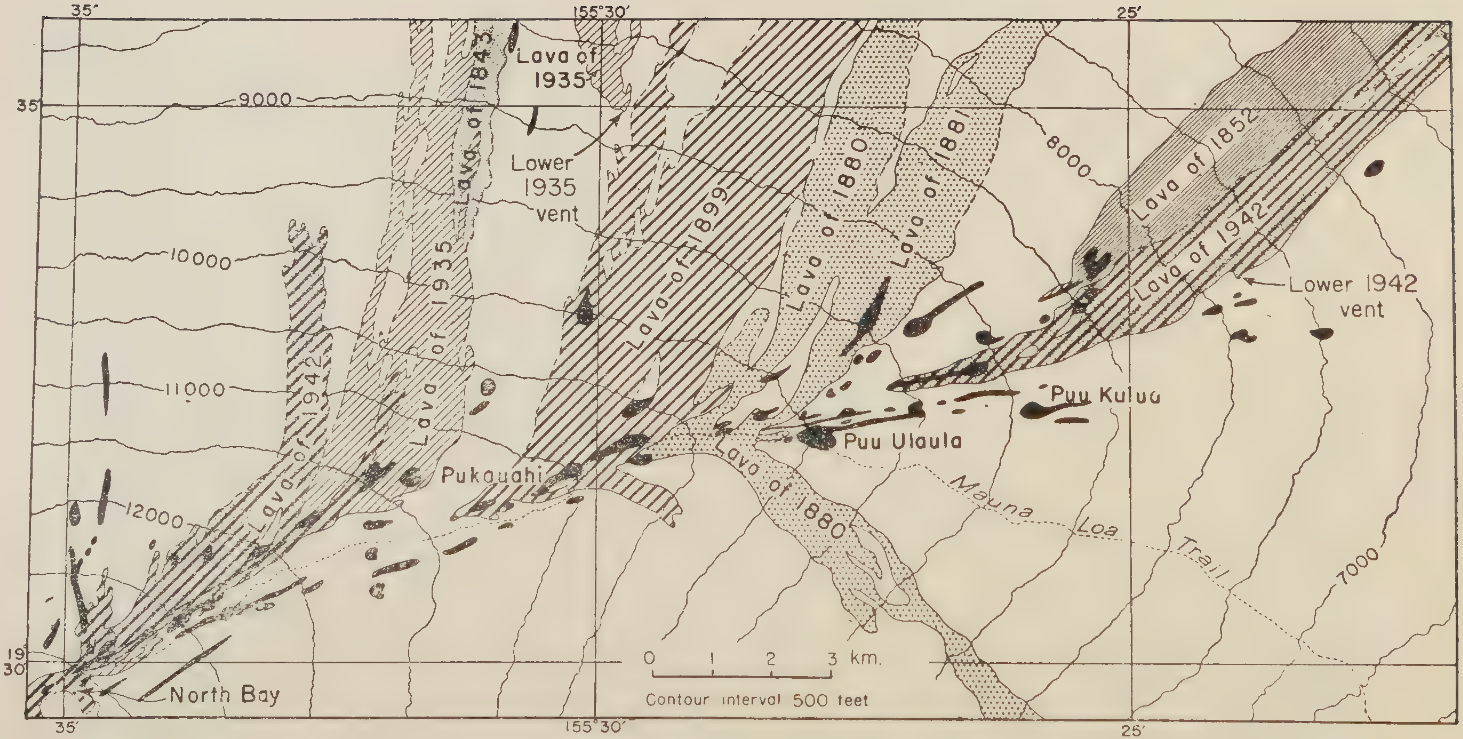


Fig. 4. - Map of part of the northeast rift zone of Mauna Loa in September 1942. The historic lava flows are shown in individual patterns. Cinder and spatter cones, and spatter ramparts along source fissures, are shown in solid black. Altitudes are in feet above sea level.

« rootless » vent at 2,380 meters altitude. A very similar thing appears to have taken place during the eruption of 1935, lava plunging into an old pit crater at 3,440 meters (11,300 feet) altitude and disappearing, to reappear devoid of much of its gas at a vent 7 kilometers downslope (fig. 4).

Cone-building phase.

After attaining its maximum length and strength on the evening of April 28, the fountain activity at 2,800 meters altitude gradually became restricted to the central part of the fissure. When H. T. STEARNS and I reached the site of eruption, on the afternoon of May 2, the western 450 meters of the fissure was fuming, but was no longer emitting lava. The eastern part of the fissure likewise was inactive and buried beneath new lava. Along the central 300 meters of the fissure lava fountains were playing to a height of 30 to 120 meters, and had built a chain of cinder and spatter cones averaging about 25 meters high (pl. 9).

True fountaining was absent at the westernmost vent in the cone chain, which was essentially a gas vent. This uppermost vent of the active fissure liberated dense clouds of fume, and occasional gas explosions within it hurled blocks of pumice high in the air. The more copious ejections of pumice lasted for several minutes and were accompanied by a roaring sound of escaping gas. The blocks of pumice were as much as 25 centimeters across and were thrown to heights estimated to be as much as 300 meters. At other times there were periods of several minutes duration of Strombolian-type activity, with ejection of ribbon and spindle-shaped bombs that cooled during flight and struck the ground in a solid condition.

The rest of the cone chain exhibited Hawaiian-type activity (pl. 10). Many of the shreds and blobs of lava struck the ground still in a partly molten condition to form steep-sided cones of partly welded cinder and spatter.

A lava river 16 meters wide issued at the eastern end of the cone chain and flowed east-northeast at a rate estimated in its fastest-moving central part as 25 to 30 kilometers per hour. Near the cones small fountains burst through the lava river from time to time. It was possible to approach close to the river on May

4, and obtain an excellent view of it. The surface of the river undulated and bounded like that of a river of water in flood. Broad standing waves, about a meter in height, extended entirely across the channel. Where the river left the cone its entire surface consisted of incandescent molten lava, orange-red in daylight, but within 30 meters the river was completely crusted over. Near the cone the crust on the river was frequently broken up and swept away, the fragments sinking into the molten lava.

On May 4 the activity had become largely restricted to a single central fountain, which played to an average height of 45 meters above the cone, with occasional bursts reaching a height of 150 meters. The cone around it had grown to a height of about 30 meters. The fume had increased greatly in volume, and the westernmost vent had become a roaring gas vent, with occasional violent explosions hurling ejecta to a height of 150 meters.

Starting early in the cone-building phase of the eruption, occasional small lava flows escaped from the sides of the cones. Two had already occurred previous to the afternoon of May 2, spilling over low places in the rim of the cone and flowing only about 30 meters beyond the base of the cone. On the afternoon of May 4, E. G. WINGATE saw the southern wall of the western cone partly collapse, releasing a short slow-moving flow of pahoehoe. About 20:45 on the same day there was a further partial collapse of the cone, with the liberation of very fluid lava streams on both sides of the cone chain. That on the northern side soon joined the main flow, but that on the southern side continued as an independent flow parallel to the main one for a distance of 10 kilometers, and continued active until May 7. The escape of these lateral flows caused a lowering of the level of liquid lava within the cones, and simultaneously the fountains increased greatly in size, the highest fountain playing as an essentially constant liquid jet to a height of about 200 meters for a period of an hour or more.

On the morning of May 7 two small flows broke from the western cone. The second of these did not escape over the rim of the cone, but forced its way through the cone wall. It appeared first as a slightly glowing bulge on the side of the cone, which slowly distended and developed into a flow of pahoehoe.

Many other short outflows undoubtedly took place when no spectators were present. The repeated short flows built a flat dome of lava around the central cones, eventually burying the base of the cones to a depth of about 10 meters.

On May 5 and 6 R. H. FINCH found two lava flows moving eastward from the cones. Both flows were pahoehoe in their upper portions, but changed to aa less than a mile downstream; 6.8 kilometers east of the cones the lava was in places 12 meters thick.

The lava from the vents at 2,800 meters (9,200 feet) altitude flowed east-northeastward, dividing and reuniting like a braided stream (pl. 11), and finally being joined by the lava from the lower source to form a single flow. During the first few days the advance of the flow front was rapid. By noon on May 1 it had reached a point 22 kilometers from the 2,800-meter (9,200-foot) source, and only 20 kilometers from the city of Hilo. In the lower portion of its course the flow advanced through wet, swampy jungle. Contact of the lava with the water and wet vegetation resulted in the formation of large volumes of steam and smoke, and destructive distillation formed hydrocarbon gases. P. E. SCHULZ (personal letter, June 11, 1942) reported a distinct odor of methane in hollows near the flow. The hydrocarbon gases moved outward away from the flow through tubes in older pahoehoe, occasionally becoming ignited on mixing with air and causing explosions as much as 100 meters from the margin of the flow. The explosions sent billowing black clouds 150 meters or more into the air, and explosion craters 3 meters across and as much as 60 centimeters deep were observed by SCHULZ. The craters contained no new lava, nor any evidence of heating or alteration of the rock.

On May 1 the front of the flow was advancing toward Hilo at a rate of 100 to 150 meters per hour, with a front about half a mile wide. The collapse of the source cone, and attendant formation of the new flows near the source on May 4, appears to have depleted the supply of lava to the old flow. Advance of the old flow front appears to have continued until May 5 or 6, but by May 7 there was no movement in the flow at 1,860 meters (6,100 feet) altitude. The final termination of the flow was at an altitude of approximately 840 meters (2,750 feet) about 18 kilometers from Hilo (fig. 1).

Declining phase.

On May 9 activity at the 9,200-foot vents had greatly decreased. Two small lava fountains were playing in pits at the western end of the cone chain. The larger fountain was throwing clots of lava to a height of 15 to 20 meters above the cone. The smaller one was playing to a height of 3 or 4 meters, with frequent explosive bursts reaching a height of 15 meters. During intervals between explosive bursts a jet of liquid lava could be seen curving upward from one side of the pit and splashing down on the other side.

A lava river 5 meters wide cascaded out of this pit and flowed eastward at a rate of about 760 meters an hour. The river flowed at the top of a long embankment 10 meters high, built by its own overflows. The lava frequently broke through the natural levees along the sides of the river and sent short quickly congealed streams down the embankment.

On the morning of May 10 the eastern vent and lava river were dead, and the western vent showed only weak lava ejection, throwing incandescent fragments 3 to 8 meters above the rim of the cone. The channel formerly occupied by the lava river close to the vent was drained, and averaged about 4 meters deep. On the morning of May 11 the cone area was completely dead, except for the liberation of minor amounts of fume, which continued for several months.

Characteristics of the lavas.

The lava flows of the 1942 eruption covered an area of approximately 27.4 square kilometers, of which 8.5 square kilometers are contained in the flows at the summit. The total volume of erupted lava was approximately 76,000,000 cubic meters. The lava is basalt, containing a small amount of olivine, with a silica content of approximately 52 percent. There is almost no difference in chemical composition between the earliest and latest lavas of the 2,800-meter (9,200-foot) vent (22, pp. 1572, 1574).

In and near the summit caldera the lava was pahoehoe, but on the flank of the mountain outside the caldera the flows changed to aa near their lower ends. Much of the early lava had a pumiceous top, 1 to 3 centimeters thick. The lava that issued at the 2,800-meter (9,200-foot) vent also was pahoehoe near its source, changing to aa downstream. The early lavas were exceedingly frothy and filled with tubular cavities a few centimeters to a meter in diameter. Many of the cavities were partly drained pahoehoe tubes, but others ended in rounded lobes against the adjacent older lava. There is no possibility of escape of liquid from the latter, which must be balloonlike blisters inflated by expanding gases.

The early outpourings formed broad fields of aa along the edges of the flow, but during the cone-building phase of the eruption the actively moving central portion remained pahoehoe for about 10 kilometers from the vents, finally changing to aa at an altitude of about 1,980 meters (6,500 feet). During later stages of the eruption the point of conversion from pahoehoe to aa retreated toward the vents, and on May 9 it was only about 200 meters from the cones. In that area an axial stream of pahoehoe flowed through moving marginal fields of aa, and small flows of pahoehoe occasionally broke from the lower portions of the aa.

Earthquakes and ground tilting.

The 1942 outbreak was preceded by a series of earthquakes that migrated southwestward along the northeast rift zone of Mauna Loa to the summit of the mountain, part way down the southwest rift, and then returned to the northeast rift (6, pp. 239-240). On February 8 two small earthquakes originated at a depth of about 45 kilometers on the northeast rift zone 13 kilometers southwest of Hilo. On February 21 and 22 a swarm of 10 locatable earthquakes came from a shallow focus on the northeast rift zone in the area from about 2,800 to 3,050 meters (9,000 to 10,000 feet) altitude. Following that the epicenters continued to migrate southwestward, reaching the northern end of Mokuaweoweo caldera on March 7 and the southwest rift 8 kilometers southwest of Mokuaweoweo on March 21 (6, pp. 239-240). On March 28 a slight earthquake occurred on the upper part of the northeast rift. Many more earthquakes occurred, which could not be definitely located. The preponderance of seismic activity originating at Mauna Loa is shown by the fact that in February 143 earthquakes were recorded at the Mauna Loa station and only 50 at Kilauea stations, whereas in March 136 quakes were recorded at Mauna Loa and only 57 at Kilauea (2, p. 2). Many of those recorded at Kilauea were, of course, of Mauna Loa origin.

During February and March ground tilting at the seismograph station at the northeastern rim of Kilauea caldera normally is in a westward direction. During those months in 1942 tilting was westward, as usual, but at a rate somewhat less than that usually observed. Though not a very definite indication, this tilt suggested the possibility of increasing volcanic pressure beneath Mauna Loa, with tumescence of the mountain tending to negate the normal westward seasonal tilt.

On the basis of the earthquakes and the somewhat abnormal ground tilting, early in April FINCH issued a statement that « If Mauna Loa erupts within the next neveral months, as seems probable, the indications point to a flank eruption from the northeast rift » (unpublished report to the Superintendent of Hawaii National Park).

Bombing of the flow.

During the first four days after the outbreak at 2,800 meters (9,200 feet) altitude, the lava flow advanced rapidly toward the city of Hilo. On May 1 there appeared to be imminent danger of the flow successively cutting the flume that supplied water to the town of Mountain View, blocking the highway around the island, and destroying part of Hilo and possibly its harbor. It was decided to try to divert the flow by aerial bombing.

There appear to be three principal ways in which bombing can bring about diversion of part or all of the fluid lava of a flow, thereby robbing the lower portion of the flow of its supply of new lava and causing it to become stagnant (11). These methods are: (1) Bombing of the main feeding tubes of a mature pahoehoe flow; (2) Bombing of the natural levees along the main feeding river of an aa flow or a young pahoehoe flow in which tubes have not yet formed; and (3) Bombing of the walls of the cone at the source of the flow.

Bombing of the tubes of a mature pahoehoe flow aims at breaking in the roof of the tube and partly or entirely blocking the tube with debris from the shattered roof or with viscous aa lava formed from the fluid pahoehoe by the violent stirring caused by the explosion. The fluid pahoehoe then escapes through the hole in the roof of the tube at the site of the bombing, high on the mountainside, to spread there harmlessly, or to form a new flow that probably will advance downslope parallel to the older one. Even in the latter case a distinct advantage is gained, because it probably will require days, or even weeks, for the new flow to attain a length equivalent to that of the older flow, and the eruption will be that much nearer over. This method of bombing a pahoehoe flow was used during the 1935 eruption of Mauna Loa with sufficient success to demonstrate the practicability of the method (17).

During 1942 the lava flow endangering Hilo was aa throughout most of its course, and the bombing method proposed was that of breaking down the natural levees along the edge of the open lava river high on the mountainside and allowing the liquid of the river to escape laterally, thus reducing or eliminating the supply of lava to the main flow front. R. H. FINCH made a reconnaissance flight and selected the most favorable sites for bombing, but before the bombers could reach the area the best sites were covered by clouds, and the bombs had to be dropped at less favorable places. Nevertheless, the levee was broken and a small lava stream escaped to one side of the main flow. The new flow moved along the edge of the older one and rejoined it only a few hundred meters below the point of diversion. However, the general feasibility of the method was demonstrated. Further bombing was made unnecessary by the stagnation of the flow through natural causes.

The third method, that of bombing the cone at the source of the flow, has not yet been tried. There seems little doubt, however, that it would be successful under favorable conditions. Many of the cones of Mauna Loa and other Hawaiian volcanoes are elongate, with relatively thin lateral walls that probably could be broken down quite easily by heavy bombs. The rest of the method appears already to have been demonstrated by nature. On May 4, 1942, the walls of the cone at the 2,800-meter (9,200-foot) vent partly collapsed through natural causes, liberating floods of lava around the cone and thereby depleting the supply to the main flow. A day later the advance of the main flow had nearly ceased.

Bombing to divert lava flows is still in an experimental stage, but bears great promise of usefulness. Undoubtedly, however, there are many flows not susceptible of diversion by bombing. For those, other methods may be developed to divert them from important areas, such as the barriers that JAGGAR (19) already has proposed for the protection of the city of Hilo.

Summit activity of Mauna Loa during 1943 and 1944

During late 1942 and early 1943 there was no activity of Mauna Loa except quiet steaming of vents on the northeast and southwest rift zones and in Mokuaweoweo caldera and weak fume liberation from the 1940 and 1942 vents. The lava flow of 1942 steamed copiously following heavy rains..

On October 10, 1943, unusually heavy fume rose from the southwestern part of Mokuaweoweo (5). Again on November 11, and on several succeeding days, conspicuous fume clouds were observed. On November 19 a party visiting Mokuaweoweo reported only heavy steaming from the steam vents usually active on the caldera floor. Spells of volcanic tremor, each of which continued for several minutes, started to be recorded on the seismographs on November 21 and continued on November 22, disappearing on November 23. A few reports were received of glow over Mauna Loa on the 22d and 23d. It appears almost certain that magma was moving in the Mauna Loa conduits and that fume liberation markedly increased. Some lava may have been extruded, but if so the amount was very small. The summit area of the mountain had been mapped and examined in detail by me in September 1942, but during later examination I have found no lava that appeared to have been erupted in November 1943.

Conspicuous fume clouds were again observed over Mokuaweoweo on August 12 and 14, 1944 (7). However, no lava appears to have reached the surface.

Activity of Kilauea in 1944

On November 10, 1944, a moderately strong earthquake originated at a depth of about 15 kilometers under the southwestern part of Kilauea caldera. Another on November 15 came from about the same locality, but from shallower depth. These were followed during the interval from November 15 to December 6 by several smaller quakes, which appeared to originate at progressively shallower foci (8).

During the same interval north-northeastward tilting of the ground at the northeastern rim of Kilauea caldera was a little greater than usual at that season of the year, indicating some doming up of Kilauea mountain, probably due to an increase of magmatic pressure beneath it. From November 12 to 30 tilt meters near the southeastern and western rims of Halemaumau crater indicated pronounced outward tilting, resulting from a strong updoming of the floor of Kilauea caldera with the center of the uplift near the southern edge of Halemaumau. FINCH (8) points out that the point of application of the force producing this updoming must have been shallow, to produce such marked effects at Halemaumau, with comparatively much smaller effects at the northeast rim of the caldera. Both the tilt and the earthquake sequence strongly suggested an imminent eruption of Kilauea, which had been dormant for 10 years.

The updoming in the vicinity of Halemaumau suddenly came to an end early in December, and was followed on December 6 and 7 by a rapid inward tilting of the ground, indicating a subsidence of the area that had previously been undergoing elevation. The effects of the subsidence were not shown at the northeastern rim of the caldera until December 21, when a southward tilting began that continued until December 30 and totaled 3.6 seconds of arc. The rapid subsidence at Halemaumau was accompanied by 29 small earthquakes. There is little question that the subsidence was caused by a retreat into depth of the magma column underlying Kilauea caldera.

Mauna Loa summit eruption of 1949

Opening phase.

During the 4 years after the December 1944 collapse at Kilauea both Kilauea and Mauna Loa were relatively quiescent. Fume probably was liberated in Mokuaweoweo caldera at all times throughout the period, and occasionally in amounts greater than normal, producing clouds that were seen from a distance. Occasional tilting abnormal in direction or amount for the particular season of the year suggested changes of magmatic pressure beneath the volcanoes, and earthquakes in greater than usual abundance indicated short periods of slight volcanic unrest.

With very little warning, Mauna Loa erupted on the afternoon of January 6, 1949. A series of fissures opened in a south-southwest direction across the floor of Mokuaweoweo, through the caldera wall, and about 2.7 kilometers down the southwest rift zone (fig. 5). The total length of the active fissure zone was about 4.8 kilometers. During the first few hours of the eruption lava fountains, from a few meters to 30 meters high, formed an essentially continuous « curtain of fire » along the fissure.

At the beginning of the eruption heavy rumbling sounds were audible at the Observatory, 32 kilometers east of the point of outbreak. The sounds have been interpreted (23, p. 1) as the result of explosively violent lava fountaining during the opening stages of the eruption. Fragments of pumice up to nearly 2 centimeters across, formed by the fountains at the beginning of the eruption, were found as far as 12 kilometers east of Mokuaweoweo, and Pele's hair was observed as much as 30 kilometers from its source.

The eruptive fissure passed directly through the 1940 cinder cone (pl. 12). Early in the eruption lava rose in the crater of the old cone to the level of a low notch on its northern rim, and sheets of gas-rich pumiceous pahoehoe issued from the fissure on both the northern and southern slopes of the cone. Spattering in the crater covered the upper flanks of the cone with pumiceous ejecta, which accumulated so rapidly that on the southeast flank they remained fluid long enough to run together and

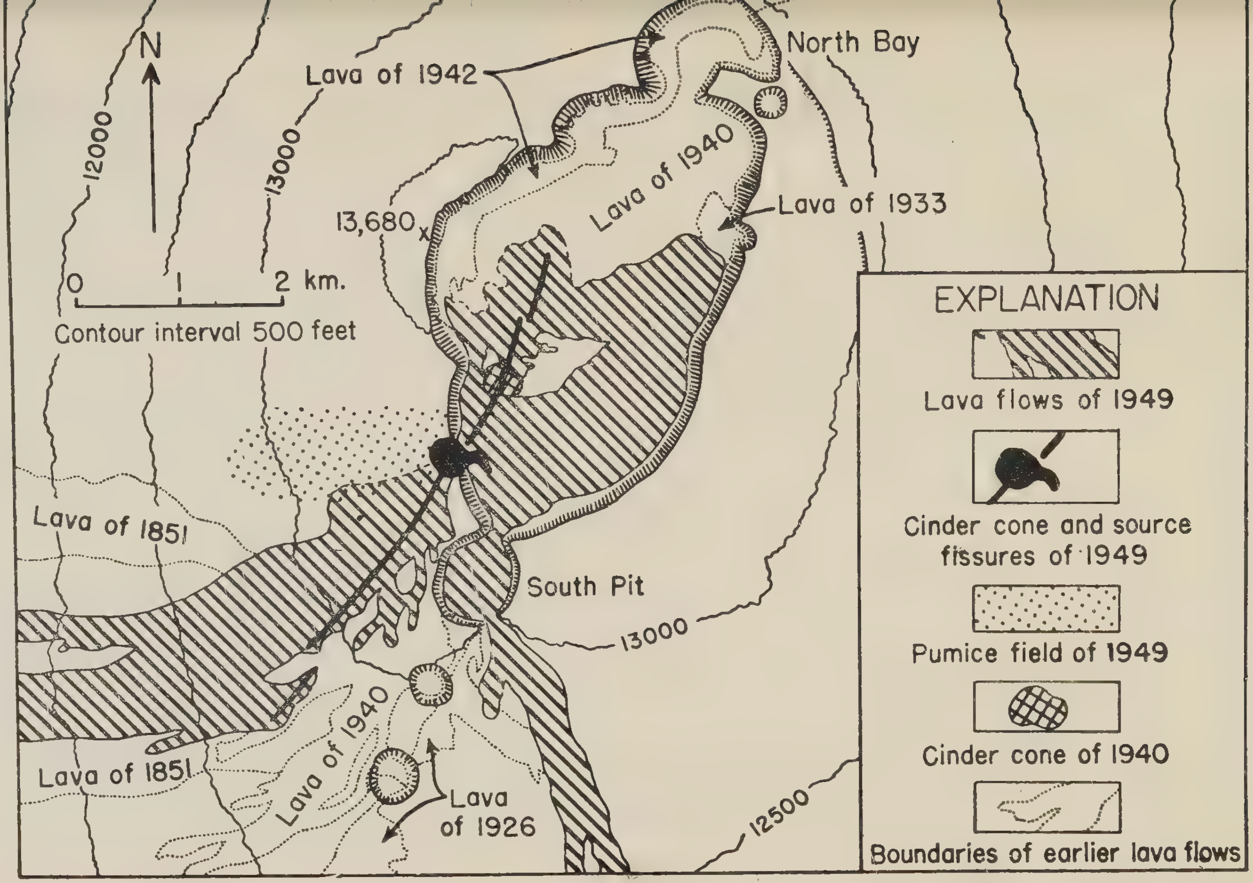


Fig. 5. - Map of Mokuaweoweo caldera and the adjacent area, showing the source fissures, cinder cone and upper part of the lava flows of the 1949 eruption of Mauna Loa. Altitudes are in feet above sea level.

form three small rootless flows that trickled down the side of the cone. Later the lava in the cone drained back into the eruptive fissure, leaving the lower walls of the crater veneered with new lava.

The lava extruded along the fissures in the southwest rift zone, outside the caldera, formed a thin, highly mobile flow that moved rapidly westward along the northern side of the lava flow of 1851 (figs. 1 and 6). During the first 24 hours the flow advanced westward approximately 10 kilometers. By January 8 it was stagnant, with its front 11.5 kilometers from the source fissures.

As usual, the opening phase of the eruption was of short duration. By the morning of January 7 lava was issuing only from four short segments of the fissure. A chain of fountains 15 to 45 meters high and a kilometer long lay near the center of Mokuaweoweo north of the 1940 cone (pl. 12). At the southwestern edge of the caldera a small intermittent fountain played at the base and part way up the wall, and a fountain 45 to 90 meters high played just northeast of it on the caldera floor (pl. 13). Two short chains of low fountains were active on the rift zone outside the caldera (pl. 14).

A large lava flow poured from the fountains at the southwest edge of the caldera northward and northeastward over the caldera floor, coalescing with the flows from the fountains north of the 1940 cone (pl. 13). By the evening of January 7 more than half the caldera floor was covered with new lava. Another flow of lava from the southwestern fountains advanced southeastward and cascaded into South Pit. Approximately 50 million cubic meters of lava was liberated during the first day of activity, amounting to about two-thirds of the lava extruded during the entire eruption.

Within 72 hours of the beginning of the eruption activity was entirely confined to the southwestern edge of the caldera.

Cone-building phase.

On January 9 the two fountains at the southwestern edge of the caldera were 30 to 100 meters high. They remained about the same in height for the ensuing week, then gradually increased, until on January 19 the larger fountain was reaching heights of

120 to 160 meters (pl. 15). By January 23 its average height was well over 160 meters, and some bursts reached 240 meters. The more northeasterly of the two fountains was consistently the larger. It appeared to liberate more gas than the smaller fountain, and produced most of the ejected pumice, of which a large amount accumulated on the outer slope of the mountain near the rim of the caldera (fig. 5). The smaller fountain generally appeared to liberate more liquid lava than the larger one. Around the fountains the accumulation of fine cinder and pumice built a large cone against the caldera wall, and flows from the fountains built a broad flat lava shield around the base of the cone. By February 7 the cinder and pumice cone was about 460 meters across and 75 meters high, resting partly on the floor and wall of the caldera and partly on the outer slope of the mountain, and projecting 30 meters above the former level of the caldera rim. The cone was breached on its eastern side, partly because prevailing winds blew most of the ejecta westward, but largely because the constant voluminous flow of lava eastward carried away much of the ejecta that fell on the eastern side and prevented the upbuilding of that side of the cone.

The fountains were inclined slightly eastward, and much of the material thrown up in the larger fountain fell into a pool of molten lava at the eastern edge of the cinder cone. From the pool a lava river led eastward for 750 meters, then northeastward near the base of the caldera wall. Part of the time a branch of this flow went southward into South Pit. Another flow led from the fountains southeastward directly to the edge of South Pit, where it plunged into the deeper crater over a spectacular cascade 0.4 kilometer long. The speed of flow in the cascade was estimated to be as high as 48 kilometers an hour.

South Pit was gradually filled with new lava, and on the evening of January 25 it overflowed. A small lava flow spilled out of it toward the south-southeast, and by the evening of January 26 had advanced 5 kilometers down the mountainside. Its speed of advance gradually decreased. During the next 24 hours it advanced 1.6 kilometers and in the 24 hours after that only about 0.8 kilometer. By January 31 it had a total length of 9 kilometers below South Pit, but it increased in length very little after that date. On January 29 or 30 a new flow broke laterally from a point near the head of the earlier flow, and moved downslope along its eastern edge. The diversion of lava to form this new flow appears to have caused the near stagnation of the earlier flow. The new flow continued until about February 8, but it attained a total length of only about 3 kilometers.

On February 4 the fountains at the southwestern edge of the caldera were still moderately active, but by the morning of February 5 they had become weak and irregular and by afternoon they were entirely inactive. A distinct decrease in gas pressure appears to have occurred during the last few hours of fountain activity. The fountains became much smaller, the ejecta changed from predominantly light pumice and very vesicular fine cinder to much denser spatter and cinder, and a small double conelet of coarse cinder and spatter was built around the fountain vents in the crater of the big pumice cone. A few relatively dense black « *cow-dung* » and ribbon bombs were thrown onto the pale brown outer slope of the large pumice cone. At about the same time the hot pumice cone partly collapsed, and there was formed a northeastward facing scarp 3 to 6 meters high across the top of the cone above the buried caldera wall.

Close examination on February 6 revealed no sign of lava movement, either at the cone or in the lava river east of the cone. Draining away of the lower liquid portion of the lava had resulted in collapse of the pond area at the eastern edge of the cone, leaving a nearly circular basin 400 feet across and 10 meters deep, with precipitous sides.

On February 7 there was still movement in the seaward portions of both southeast flows, especially in the younger, more easterly one. This movement appears to have been the result of draining of still-liquid lava from the feeding tubes of the flows higher up the mountain.

During the rest of February and most of March there was constant liberation of fume at the southwestern vents, and to a less extent at the 1940 cone and the vents farther north. On several occasions distant observers reported glow at the summit of the mountain, but the only two parties that visited the caldera during that interval were unable to see any signs of activity other than fuming. Probably magma remained high in the underlying conduits, and a few brief periods of minor lava outpouring took place.

Final phase.

On March 28 the fume cloud was very conspicuous and appeared pulsatory in its rise. On that evening the glow at the mountain top was intense. Clouds obscured the summit of the mountain for the next several days, but on April 1 volcanic tremor was recorded for several minutes on the Mauna Loa and Kilauea seismographs. It appears probable that on March 28 lava extrusion in Mokuaweoweo again became essentially continuous.

On April 7 Ranger J. B. ORR, of Hawaii National Park, found the small cinder and spatter conelet in the crater of the big pumice cone fuming copiously. About 75 meters farther southeast there had been built a steep-sided conelet of lava 25 meters high. At the top of the lava conelet a crater 12 meters across contained a seething pool of liquid lava (25, p. 12). It was obvious that the conelet had been built by repeated small overflows of this pool, though no overflows were actually observed during ORR's stay from April 7 to 9. From the vent area lava flowed through tubes beneath the surface to feed two sluggish aa flows, one of which spread over the eastern part of the caldera floor and the other flowed into South Pit.

When he visited the caldera again on May 6, ORR found that the lava conelet had increased about 5 meters in height, and that lava had issued also from the small cinder and spatter conelet formed in early February, partly veneering its flanks with pahoehoe (pl. 16). A small flow of pahoehoe was spreading around the base of the lava conelet, and a mile farther northeast lava issued from a tube to form an active pahoehoe flow. From time to time the pool at the top of the lava conelet rose to the level of the brim and overflowed, sending small tongues of fluid lava down the cone flanks. There were no signs of convectional circulation in the liquid pool in the lava conelet and it apparently was not a true lava lake.

On June 3 the lava conelet was found to be about 6 meters higher than in early May. The cinder and spatter conelet to the west of it was almost wholly covered with new flows of pahoehoe. The date of the last extrusion of lava is uncertain. Flows were still active on the caldera floor on May 19, and on June 1 fume liberation was still strong. On June 2 no further lava movement was visible, but glow was still visible in both conelets. The end of lava extrusion occurred between May 24 and June 2, probably about June 1.

On June 4 only faint wisps of fume were being liberated at the 1949 vents. Light fume continued to be given off at the 1940 and 1949 vents most of the time for the next 3 years.

On July 26 it was found that the cinder and spatter conelet had partly collapsed, revealing an open chamber in its center. The chamber was about 7 meters across and 12 meters high, with its walls converging upward to a pointed apex. The floor of the chamber consisted of loose rubble. The interior of the chamber was plastered with a thin layer of pahoehoe 0.5 to 1.3 meters thick, containing flow planes parallel to the walls and prolonged upward by a narrow dike that terminated as two small spatter conelets at the summit. The walls of the chamber, which were 6 to 16 meters thick, consisted partly of coarse cinder and spatter of the original conelet and partly of the later thin covering of pahoehoe.

Characteristics of the lavas.

The lava of the 1949 eruption is basalt containing, on the average, about 3 percent olivine. Most of the early lava in the caldera is pahoehoe, but most of that formed in the late stage of the eruption is aa. The flows outside the caldera are pahoehoe in the portions near the vents, changing into aa in their more distant parts. The total volume of lava liberated is approximately 59 million cubic meters, and the area covered by the flows is 14.5 square kilometers.

The lava liberated during the early stages of the eruption was rich in gas; near the vents it formed very shelly pahoehoe containing many empty tubes and balloonlike blisters as much as a meter in diameter, covered with a crust often less than 5 centimeters thick. Much of the surface of the earliest gushes was covered with a layer of pumice half a centimeter to 2 centimeters thick. A high gas content of the erupting lavas is indicated also by the enormous lava fountains of the cone-building stage, and by the pumiceous character of much of the ejecta. A reduction in gas content just before the end of the cone-building stage seems to have caused a decrease in the size of the fountains, building the small cinder and spatter conelets, and deposition of a few dense bombs on the outer flanks of the pumice cone.

After lava extrusion was resumed in March and April the liberated lava contained much less gas, and the flows that veneered the cinder and spatter conelet and built the lava conelet were much denser than those of the earlier phases of the eruption. However, the latest lavas were again highly vesicular and shelly, indicating a gas content nearly as great as that of the early lavas. This sequence of gas-rich lavas, followed by a decrease in gas content, and then by an increase to a gas content similar to that of the early lava may have resulted from degassification of the upper portion of the magma column during the quiescent period of February and March. Upon resumption of lava extrusion in late March, the first lavas liberated may have been derived from the upper, gas-impoverished portion of the magma, the gas content increasing again as the lower, more normally gas-charged portions were brought to the surface.

Earthquakes and ground tilting.

The 1949 eruption of Mauna Loa was preceded by an increase in frequency of earthquakes, but the increase was not sufficiently great, or the pattern sufficiently definite, to make possible a prediction of the eruption. During December 1948 the Mauna Loa seismograph recorded 72 earthquakes. This number was greater than that for any month since November 1943, though only slightly greater than the totals for May and December 1946 (25, fig. 15).

Most of the earthquakes during December 1948 were very small and had very shallow foci. The strongest of the group occurred on December 13, with its epicenter on the northeast rift zone about 3 kilometers from Mokuaweoweo. A few of the others originated beneath Mokuaweoweo, but most of those whose foci could be located had origins on the northeast rift zone or beneath the eastern slope of Mauna Loa (10, p. 263).

Eeastward tilting of the ground through an arc of approximately 5 seconds occurred at the northeastern edge of Kilauea caldera between October 27 and November 14. This tilting was notably greater than the normal eastward tilting at that season of the year, and presumably was caused by a rise of the summit region of Mauna Loa resulting from an increase of magmatic pressure beneath it. If such rapid eastward tilting had continued it would have been regarded as indicating possible coming activity of Mauna Loa. However, through the last half of November and all of December there were only small fluctuations of east-west tilting, aggregating a net eastward tilt of only 0.1 second.

Volcanic tremor began recording on the Bosch-Omori seismograph at Kilauea caldera at 15:47 on January 6 and continued until 03:00 on January 7. Again on April 1 a few minutes of continuous volcanic tremor was recorded.

On January 6 a strong earthquake occurred at 15:59 (Hawaiian standard time), with its origin 3 kilometers northeast of Mokuaweoweo and about 8 kilometers deep. FINCH (1950, p. 264) suggests that this earthquake marked the opening of the fissure along which the eruption took place. It was followed during the evening of January 6 by 12 more very small earthquakes. Throughout the remainder of the eruption the number and intensity of earthquakes did not exceed those normally recorded during periods between eruptions.

Mauna Loa flank eruption of 1950

Opening phase.

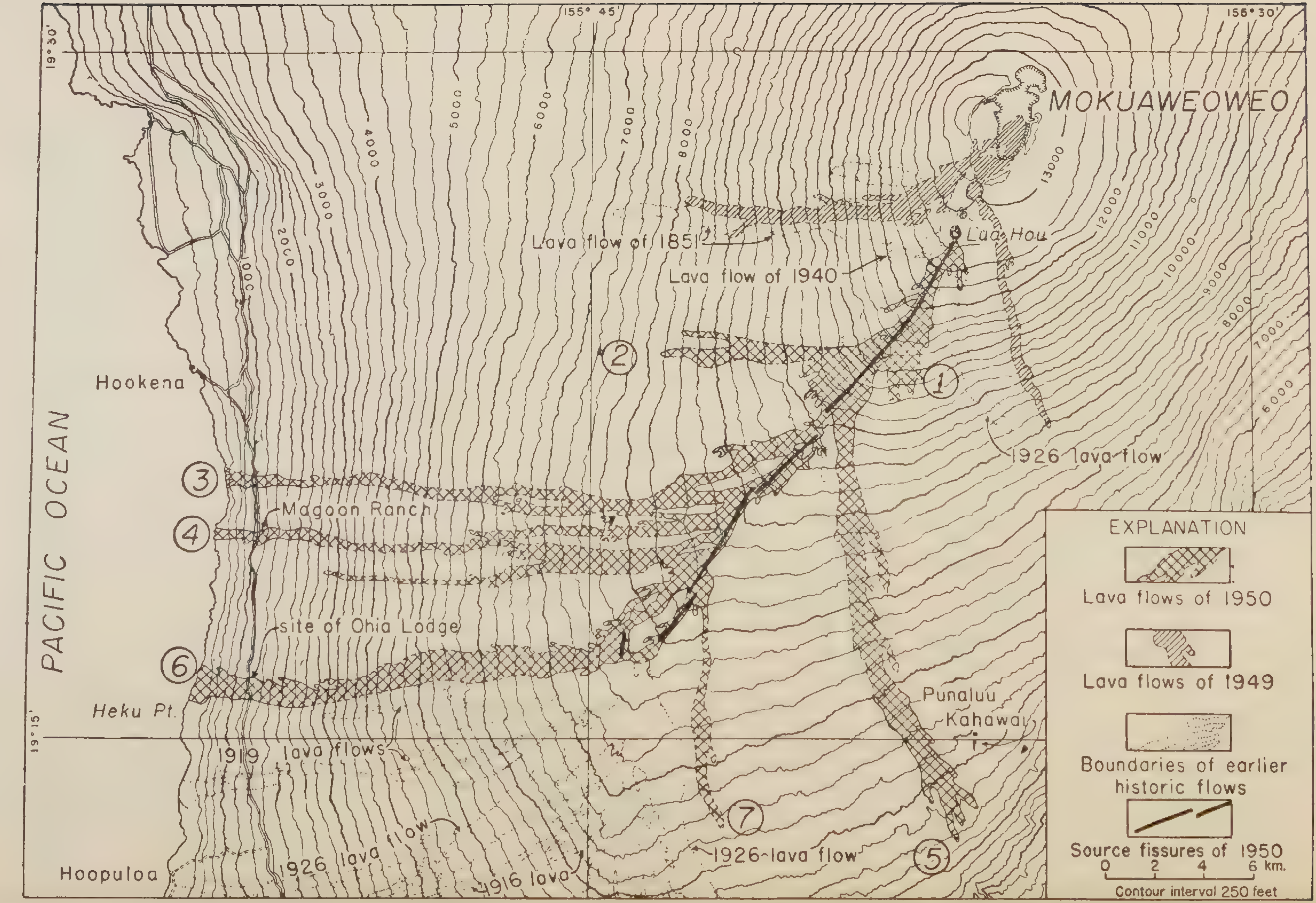
Following the 1949 eruption of Mauna Loa there was a notable lack of westward tilting of the ground at Kilauea caldera, suggesting that magmatic pressure under Mauna Loa remained high. This, together with continued light fuming in Mokuaweoweo caldera, in turn suggested that the column of molten magma in the conduit beneath the volcano remained at a high level. During the fall of 1949 the eastward tilting of the ground at Kilauea caldera was approximately normal in amount, but during the spring of 1950 westward tilting was distinctly less than normal, indicating a renewed tumescence of Mauna Loa. During May 1950, many earthquakes originating in Mauna Loa indicated that the volcano was decidedly uneasy. At 15:17 on May 29, a strong earthquake occurred on the southwest rift near Mokuaweoweo. R. H. FINCH, then Director of the Hawaiian Observatory, immediately issued a bulletin to local newspapers calling attention to the uneasiness of Mauna Loa, and stating that if eruption came soon it would take place on the southwest rift.

Mauna Loa erupted on the evening of June 1, 1950. Volcanic tremor started recording on the seismographs at 21:04, and lava probably reached the surface at about that time. A deep rumbling, probably emanating from the lava fountains, was heard at Naalehu, 23 miles from the site of the outbreak, at 21:10.

The outbreak occurred along the upper portion of the southwest rift zone, a fissure 4 kilometers long opening from about 3,840 to 3,430 meters (12,600 to 11,250 feet) altitude. From this fissure issued a great column of fume, which rose about 3,000 meters before spreading out to form a mushroom-shaped cloud brightly illuminated by the orange-red glare of the fountains and flows beneath it. Very fluid gas-rich lava spread out rapidly from the fissure, forming many thin flows (flow 1 in fig. 6), and one longer flow (flow 2 in fig. 6) that extended westward for about 8 kilometers.

At 22:15 a new fume column was seen rising from a point on the rift zone at about 2,510 meters (8,250 feet) altitude, 13 kilometers southwest of the lower end of the initial fissure. This marked the opening of another group of fissures (pl. 17), which extended from 2,380 to 3,200 meters (7,800 to 10,500 feet) altitude, a distance of about 13 kilometers. Floods of lava poured from these fissures, as they had from the first fissure higher on the rift zone. With the opening of the new fissures activity along the higher fissure began to abate, and by 01:30 on June 2 only a feeble glow was visible over it.

During the first few hours of the eruption two rapid flows originated at the vents above 2,740 meters (9,000 feet) altitude. One (flow 5, fig. 6) which issued from the fissure between 3,050 and 3,200 meters (10,000 and 10,500 feet) altitude, advanced


155° 45'
155° 30'
19° 30'
19° 15'
MOKUAWEOWEO
Lua Hou
13000
12000
11000
10000
9000
8000
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
Lava flow of 1851
Lava flow of 1940
1926 lava flow
1
2
3
4
5
6
7
Hookena
PACIFIC OCEAN
Magoon Ranch
site of Ohia Lodge
Heku Pt.
1919 lava flows
1926 lava flow
1916 lava
Hoopuloa
1926 lava flow
Punaluu
Kahawai
EXPLANATION
Lava flows of 1950
Lava flows of 1949
Boundaries of earlier historic flows
Source fissures of 1950
0 2 4 6 km.
Contour interval 250 feet

south-southeastward. By early morning on June 2 it had attained a length of 16 kilometers but was already essentially stagnant. The other flow (flow 3 in fig. 6) poured rapidly westward from the vents between 2,740 and 3,050 meters (9,000 and 10,000 feet) and reached the ocean at 01:05 on June 2, having advanced 24 kilometers in a little more than 2.5 hours. This flow destroyed several houses, a filling station, and the Hookena Post Office at the village of Pahoehoe, where it crossed the highway around the mountain. It has been named the Honokua flow. By daylight on June 2 the activity of the Honokua flow had greatly diminished, and by 11:00 movement in it had essentially ceased.

Early on June 2 another flow (flow 4 in fig. 6) poured westward from the fissures between 2,590 and 2,740 meters (8,500 and 9,000 feet) altitude. At 05:00 it crossed the highway, destroying the main house and outbuildings of the Magoon Ranch in the Kahoe land division. On the morning of June 2 the flow was descending a steep slope half a mile from the shore and spreading out to form a broad fan of aa on the flat coastal lands. Its rate of advance was about 250 meters per hour. As the edge of the flow engulfed large trees there were minor explosions and flashes of flame. Similar explosions and flashes of flame occurred from time to time in the central part of the flow, probably from tree trunks buried in the flow. Many charred tree trunks were rafted down on the top of the flow, some lying flat but others nearly upright, some merely smouldering but others flaming like giant torches. At 12:04 the flow reached the ocean, destroying another house and a cocoanut grove near the shore (pl. 18). As the lava entered the sea a cloud of steam arose; but there was no violent explosion, and very little black littoral ash was formed. By the afternoon of June 3 movement in this flow also appeared to be finished.

By the morning of June 2 aerial observers reported that activity along the upper fissure had entirely ceased, but lava fountaining was almost continuous along the lower fissures. The fountains averaged 45 to 60 meters high, occasionally reaching as much as 90 meters. Floods of lava were pouring out on both sides of the fissure, forming a pattern of braided lava streams. Most of the lava poured westward.

As the day passed the line of fountains became less continuous. About noon fountains were observed along two portions of the fissure, at about 3,050 and 2,590 meters (10,000 and 8,500 feet) altitude, with only isolated stretches of fountaining fissure between them. Shortly afterward, however, activity increased and the line of fountains again became almost continuous.

Still another flow (flow 6 in fig. 6) originated along the rift fissures between altitudes of 2,380 and 2,680 meters (7,800 and 8,800 feet) late on June 1 or early on June 2. It reached the highway at 14:00 on June 2 and entered the ocean at 15:30. Again a great billowing cloud of steam arose (pl. 19), but without violent explosion or the formation of more than a very minor amount of ash. This flow, which is known as the Kaapuna flow, became the principal lava flow of the eruption. It continued until June 13, and attained a volume of about 184,000,000 cubic meters. The Kaapuna flow plunged into the ocean over a sea cliff 15 to 25 meters high, gradually building the shore line forward about 160 meters. The depth of water increases rapidly offshore, reaching 600 meters at a distance of 1.6 kilometers. By 17:00 a line of steaming water extended half a mile out from shore along the course of the flow. Close to shore and directly over the flow the water was boiling, and a semicircular area of hot turbulent water extended nearly 2 kilometers. Many fish were killed, some of them unidentified deep-water species.

At 16:00 the Kaapuna flow was 0.25 kilometers wide at the highway and about 3 meters thick. A narrow, rapidly moving lava river near the center of the flow fed slowly moving fields of aa along the edges. Most of the movement in the marginal aa fields was downslope, but there was some lateral spreading. Now and then trees were pushed over at the edge of the flow, and others burst into flame while they were still standing. Close to the flow the foliage was withered and dried out, and many of the trees were killed even though they were not burned. However, this belt of damaged trees was everywhere less than 15 meters wide, and beyond it the vegetation was wholly unharmed.

Small explosions occurred occasionally within the flow. As trees were engulfed in the lava the water in their tissues was suddenly transformed into steam, and part of their woody structure was transformed by destructive distillation into hydrocarbon gases. The odor of methane was strong in some places near the flow, and yellow or blue flames were common along the edges and the top of the flow (pl. 22). At many places flames burned at cracks in the old lava, many 3 to 5 meters and a few as much as 15 meters from the edge of the new lava. Occasional small explosions occurred up to 10 meters from the edge of the new flow, some of them throwing rock fragments to distances as great as 5 meters.

At 18:00 it was possible to go out about 50 meters onto the top of the new flow. The central lava river averaged about 8 meters (pl. 20) in width, and its speed of flow was estimated to be about 25 kilometers per hour on a slope of 8°. Half a mile farther inland the river plunged down a short slope with an inclination of about 14° in a spectacular double cascade with a speed estimated at 40 kilometers per hour.

Half a mile downslope from the highway the flow plunged over a steep buried fault scarp with a slope of about 17.5°. On the flatter ground seaward from the scarp it spread out to a width of 1,200 meters. Just above the scarp the central feeding river divided into three branches. The central river was the most active, and its speed where it cascaded down the steep scarp was estimated to be 40 to 50 kilometers an hour.

Many blocks, some as much as 10 meters in diameter, were rafted along on the flow. Most were obviously incandescent, though a few appeared dark. Occasionally the dark blocks would split apart, or large slabs spall off their edges, revealing brightly glowing interiors. Some of the blocks were largely angular, but many were rounded accretionary lava balls formed by wrapping of solid or semisolid fragments in layers of viscous lava as the fragment was rolled along in the flow, much like a snowball increasing in diameter as it rolls downhill. Commonly, large blocks being carried in the lava river were seen to move less rapidly than the adjoining liquid. These appear to have been dragged along by a lower portion of the river which was moving less rapidly than the surficial portion.

The cloud of steam that was formed where the flow entered the sea blew inland, and condensation caused heavy rain beneath it. Some explosions occurred where the sea water gained access to the hot central part of the flow, but the amount of explosion was notably very small as compared with that accompanying many aa flows entering the ocean (such as those of 1840, 1919 and 1926 in Hawaii). The explosions produced a small amount of black glassy ash.

It is difficult to explain satisfactorily the small amount of explosion during the 1950 eruption. Commonly, even the amount of steam generated by the hot lava entering the sea seemed disproportionately small (pl. 21). Pahoehoe flows entering water generally produce only small amounts of steam, because of the insulating effect of the relatively cool and largely continuous crust. However, no such cool crust was present on the brightly incandescent lava river of 1950, where it plunged into the water. The essentially unbroken surface of the river undoubtedly prevented water from gaining access to the hot interior of the flow, as it does in many slower moving aa flows. Thus the only heat available for the generation of steam was that contained in a thin layer at the surface of the river. The flow plunged quickly into deep water, and steam generated more than a few feet below the ocean surface was largely condensed before reaching the surface. The amount of steam generated by heating from the thin surface layer of the river in passing rapidly through a few feet of surface water must have been small, as demonstrated by photographs (pl. 21). Occasional brief disruptions of the continuity of the surface of the lava river, as by large rafted blocks, increased the amount of heating surface exposed to the water and caused large but brief bursts of steam and occasional small ash-making explosions.

Later phase of the eruption.

The rapid gush of lava, forming many flows all along the source fissure, ended on the morning of June 2. By the afternoon of June 2, and throughout the remainder of the eruption, extrusion was largely concentrated along the fissures between 2,470 and 2,680 meters (8,100 and 8,800 feet) altitude, a distance of approximately 5 kilometers, though sporadic fountaining continued until June 4 along the fissure between 2,895 and 3,050 meters (9,500 and 10,000 feet) altitude. Below 2,680 meters (8,800 feet) altitude also, activity was pulsatory in character. On the night of June 3 F. A. HJORT and V. R. BENDER, of Hawaii National Park, reported upsurges of activity approximately once each hour. Each upsurge began at a spatter cone near 2,680 meters (8,800 feet) altitude with a loud roaring, followed by a spray of lava droplets and incandescent fine pumice. The revival of activity then migrated down the rift, with a progressive increase in fountain activity and the amount of lava being extruded. The fountains were smaller than during the early hours of the eruption, the largest reaching a height of only about 15 meters (pl. 23). Activity then gradually subsided, with a lull of 20 to 30 minutes before the cycle began again with roaring gas release at the 2,680-meter (8,800-foot) vent.

The surges of activity at the vents were reflected in brief floods of lava that traveled down the Kaapuna flow and were observed at the highway and seacoast (pl. 20). On June 4 C. K. WENTWORTH estimated that the volume of flowing lava in the central river of the Kaapuna flow at the highway during an upsurge between 14:00 and 14:30 ranged from five to ten times the volume in the river between surges. During the larger surges new lava overflowed the banks of the river and spread over much of the flow margin, and there was a distinct, though small, heating up and inflation of the essentially stationary aa fields at the edges of the flow.

After the morning of June 2 most of the erupted lava moved westward, in the Kaapuna flow (pl. 26). During the early hours of the eruption, however, a large pond of lava accumulated near the vents between altitudes of 2,510 and 2,590 meters (8,250 and 8,500 feet). Early on June 3 this pond spilled over to the south and formed a small flow (flow 7 in fig. 6) that moved toward the buildings of the Kahuku Ranch. The flow continued active until June 7, attaining a length of 9.4 kilometers.

During the night of June 6 and most of June 7 activity along the source fissure was weak, with none of the fountains exceeding

25 feet in height. It was possible to cross the marginal lava fields to within 3 meters of the active rift and the lava river that flowed along it. At 2,570 meters (8,440 feet) altitude two branches of the river plunged over an 8-meter cascade and joined at its foot (pl. 24). In the cascade the speed of the brightly incandescent liquid was estimated at about 50 kilometers an hour, and at the foot of the cascade the rush of highly fluid lava gave rise to a hydraulic jump, with a standing wave 3 meters high (pl. 25). On the flat stretch below the cascade the speed of the river was only about 0.5 kilometer an hour, and the surface was largely covered with a skin of gray, wrinkled and contorted pahoehoe. In this area the river flowed directly along the course of the source fissure, burying several fountains, which only occasionally gained enough strength to burst through it. Near the cascade a dome-shaped fountain 3 meters across and 1.5 to 2 meters high played constantly in the midst of the river, resembling half an orange projecting above the moving stream (pl. 25). Approximately each half hour activity along the source fissure increased, fountains grew in height, and the stream of molten lava deepened. As the activity again decreased, subsidence of the liquid level in the river exposed its glowing banks, with rows of incandescent stalactites, so flexible that they swayed back and forth like willow roots along the bank of a stream of water.

About 16:30 on June 7 an increase of activity began along the entire fissure. Sporadic fountaining was observed near an altitude of 3,050 meters (10,000 feet). Below 2,710 meters (8,900 feet) the amount of fountaining and the lava liberation both increased, and the surges in the lava river grew until during peaks the channel was filled to overflowing. The standing wave at the foot of the cascade increased in height to about 3 meters. After nightfall pale greenish-yellow to blue flames of burning gas 1 to 6 meters high were seen playing above many of the vents at which lava was no longer issuing. Activity continued in a generally augmented state until about 02:00 on June 8, then gradually decreased to its state of the previous morning.

At the level of the highway the Kaapuna flow gradually grew in width by the addition of short tongues on its northern side. On June 7 the flow was still very active. By June 9 the lava in the central river appeared to have become distinctly more sluggish. At the vents a moderate amount of lava was still escaping, and the entire length of the fissure zone was fuming copiously.

On June 11 lava was still pouring over the high cascade half a mile from the ocean, but the liquid had increased in viscosity so much that its average speed of flow in the rivers even on the steep cascade was only about one kilometer per hour. At the foot of the cascade the lava was diverted sharply southward, and advanced seaward along the southern edge of the earlier lava as a massive aa front, 300 meters wide and 15 meters high (pl. 27). This is by far the thickest active aa front I have observed in Hawaii, individual flow units, even of aa, seldom exceeding 8 meters in thickness. Otherwise it was typical of the advancing fronts of aa flows. Periods of relative quiet alternated every few minutes with periods of increased activity. As the upper part of the flow-front bulged forward, blocks as much as 3 meters in diameter became detached, and one after another rolled down the embankment. Many shattered as they rolled, or as they struck the base of the embankment, revealing red-hot glowing interiors. Occasionally slabs several meters across peeled off the gray scoriaceous flow-front, exposing patches of the red-hot pasty interior of the flow. At such times the radiant heat was so intense that even at a distance of 100 meters the observers' faces and eyes were scorched, and cameras and other metallic instruments became too hot to hold comfortably. In contrast, during periods of quiet it was possible to make quick dashes directly up to the flow-front. The blocks rolling down the steep flow-front were accompanied by trains of finer incandescent debris, largely sand, and pale brown to red dust formed by pulverization of the fragments rose in clouds. The gradual advance of the front, at a rate of approximately 300 meters per hour, buried the fallen debris at its foot.

At the highway movement in the Kaapuna flow stopped on

June 13, though the upper portions of the flow still showed some movement on June 14. On June 15 an aviator reported lava bubbling from the lower 200 meters of the eruptive fissure, and a similar report was received on June 22. Glow was observed in the source area on June 23, but aerial observers on later days reported only abundant fume liberation. The eruption is believed to have ended on June 23.

Area and volume of the lavas.

The volume of lava poured out during the 1950 eruption of Mauna Loa and remaining above sea level is approximately 387 million cubic meters. The amount that entered the sea is more difficult to determine, but it is estimated to have exceeded 76 million cubic meters. The total volume of lava is thus probably at least 460 million cubic meters. Probably between a third and a half of the total volume was extruded during the first 36 hours of the eruption. The area covered by the flows above sea level is 90.4 square kilometers.

Composition of the lavas.

The rock ranges from basalt containing very few olivine phenocrysts, in the early lavas erupted along the upper portion of the rift, to olivine basalt containing many phenocrysts of olivine as much as 5 millimeters long and angular inclusions of dunite as much as 3 centimeters in diameter in the later lavas from the lower vents.

In the vicinity of the vents most of the lava is pahoehoe. Especially along the upper portion of the rift the early lavas are very shelly and vesicular, and must have been rich in gas. The distal portions of all the flows are aa. Considering its great speed of advance, it is surprising that even the Honokua flow is very largely aa.

Viscosity of the lavas.

No direct measurements of viscosity of liquid Hawaiian lavas have been obtained, but observations on the speed of flow and dimensions of the channel during several eruptions have furnished the basis for calculations of the viscosity. NICHOLS (27) and WENTWORTH, CARSON and FINCH (135) have shown that in any ordinary circumstances the flow undoubtedly is laminar in character and that the Jefferys formula for laminar flow (27, p. 294) is applicable. The formula is

$$V = \frac{g \sin A\, h^2 p}{3n}$$

where V is the mean velocity of flow, g is the coefficient of gravity, A is the angle of slope, h is the depth of the flowing liquid, p is the specific gravity of the liquid, and n is the coefficient of viscosity, in c.g.s. units.

The accompanying table lists the results obtained by calculations based on observations by me during the 1940, 1942, 1949 and 1950 eruptions of Mauna Loa and by T. A. JAGGAR during the 1919 eruption (28, p. 2). The figure of 1.4 used by NICHOLS (27, p. 295) for the specific gravity of the flowing liquid is believed to be too low, and in all of the present calculations a specific gravity of 2.0 was assumed, on the basis that the average specific gravity of dense Hawaiian basaltic liquid probably is about 2.65 and vesicularity of the liquid is probably seldom as great as 25 percent.

The depth assumed for the flowing liquid in the channel of the 1919 flow is only 2 meters, as compared with 20 feet (6.1 meters) used by NICHOLS. My observations on the feeding rivers of Hawaiian lava flows support strongly the conclusion of R. H. FINCH (3) that the depth of the upper, rapidly moving portion of the river is small. The lower portion of the stream is more viscous, much slower moving, and in effect constitutes a relatively stationary bottom beneath the fluid upper portion on which the observations of speed of flow and temperature are made. Estimates of the depth of the upper portion, used in the accompanying table, range from 1 to 3 meters. The speed observed at the surface of the flow undoubtedly is somewhat greater than the average speed throughout the upper fluid stream, and therefore the calculated viscosities probably are systematically somewhat too low.

The calculated viscosity of the lava in rivers issuing directly from the source cones in 1940 and 1942 is 3×10^3 poises, and that in a cascade close to the vents in 1950 is 4×10^3 poises. The viscosity in a cascade 0.6 kilometer from the vent in 1949 is calculated to be 5×10^3 poises. Viscosity of the upper portion of the 1919 lava river 15 kilometers from the vents was 7×10^3 poises, that of the 1950 river in a cascade 20 kilometers from the vents was 7×10^3, and that of the same river 20.5 kilometers from the vents was 1×10^4 poises. Thus, as would be expected, there is a general increase in viscosity with increasing distance from the vents.

The Honokua flow of the 1950 eruption advanced from its vents to the sea so rapidly that it may be considered as having behaved during that time essentially as a unit. On that basis the viscosity of its lava has been calculated as 2×10^4 poises. Undoubtedly this figure is too great, because in much of its course the flow advanced through dense forest, and the resistance to forward motion presented by the trees must have greatly reduced the effective hydraulic radius.

As pointed out by WENTWORTH, CARSON and FINCH (35), because of considerable uncertainties in the measurements and the assumed dimensions, the results of such calculations indicate only an order of magnitude. For that reason the results have been stated only to the closest integer value of n in the notation $n \times 10^m$. Even the orders of magnitude are of interest, however. They indicate that despite the occasional visual impressions of great fluidity reported by many different observers, the viscosity actually is many times greater than that of water, and far larger than the values of 10^1 to 10^2 poises suggested by FINCH (4) and utilized by MINAKAMI (26, p. 496). The high viscosity is confirmed by the slowness with which fragments of dense cold rock sink into the liquid when they are thrown onto the surface of even very fluid appearing lava rivers. The viscosity of Mauna Loa lavas in rivers at a distance of about 20 kilometers from the vents and a temperature of about 940° C. is of the same general order of magnitude as that of the 1951 lava of Oo-sima volcano at about 1,100° C. (26, pp. 491-492), or of the most fluid lava of the 1947 eruption of Hekla at about 1,000° C. (1, pp. 17, 49).

Table showing calculated viscosities of Mauna Loa lava flows

Date	Location	Estimated speed of flow (meters per second)	Estimated effective depth (meters)	Average angle of slope	Approximate temperature °C.	Calculated viscosity (poises)
1919, October	Near highway, 15 km. from vent . .	4.9	2.	7° 15′	—	7×10^3
1940, April 12	Side of cone at vent	6.7	1.	20°	—	3×10^3
1942, May 4	Near lower edge of cone at vent . .	8.3	2.	6°	—	3×10^3
1949, Jan. 20	Cascade 0.6 km. from vent	13.3	2.	15°	—	5×10^3
1950, June 1	Entire Honokua flow	2.7	2.	10° 30′	—	2×10^4
1950, June 2	Cascade above highway, Kaapuna flow, 20 km. from vent	11.1	2.	17° 30′	940°	7×10^3
1950, June 2	Lava river near highway, Kaapuna flow, 20.5 km. from vent . . .	6.9	3.	8°	940°	1×10^4
1950, June 7	Cascade close to vents	13.9	1.5	25°	1070°	4×10^3

Temperature of the lavas.

During earlier eruptions of Mauna Loa no pyrometer was available. In 1942 I estimated the temperature of the lava fountains from their color at night to be in the vicinity of 900° to 1,050° C. During 1949 an optical pyrometer was used to measure the temperature of a very slowly moving aa flow in South Pit on February 5. Readings on incandescent material exposed deep in cracks in the flow gave a temperature of approximately 780° C .

Approximately 75 readings were made with an optical pyrometer of the disappearing-dot type during the 1950 eruption. Of these about 50 were made under favorable conditions during hours of darkness and are considered valid. A correction of 20° has been added to the actual readings to compensate for the absorption of the material. The coefficient of absorption of Hawaiian lavas is not known precisely, but it is assumed to be about the same as that determined by VERHOOGEN (32, p. 131) for the leucite-basanite of Nyamuragira. Corrected measurements on the dome fountain at an altitude of 2,560 meters (8,400 feet) on June 7 averaged 1,090° C.; measurements on the lava river in the nearby cascade ranged from 1,050° to 1,090°, averaging 1,070°; and measurements on the glowing throat of an inactive spatter cone, at which gas flames were visible at night, averaged 1,120°. Measurements on the lava river of the Kaapuna flow from points near the highway to the cascade 0.8 kilometer from the ocean ranged from 860° to 1,000°, and averaged 940°. The pyrometer readings were clearly influenced by the amount of crust on the river, and the true temperature is believed to have been about 970°. It appears, therefore, that during the early days of the eruption there was a decrease in temperature of the lava river of about 100° in traversing the 16 kilometers from the vents to the highway.

On June 10 measurements on the glowing interior of the stagnant marginal aa field of the Kaapuna flow, where it was exposed in deep cracks, averaged 695° C. During 1949 lava with a temperature of 780° was found still to be capable of some movement, even on the very gentle slope on the floor of South

Pit; therefore it appears that Hawaiian aa flows at a distance from the vents probably become immobile under ordinary conditions at a temperature between 700° and 780° C.

The subsidence at Kilauea during December 1950

From mid-August until early December 1950 ground tilting and general seismic conditions at Kilauea were normal. Suddenly, on December 8, there began a rapid southwestward tilting of the ground at the northeastern rim of the caldera and an eastward tilting at the western rim. During the next four days tilting amounted to 14.5 seconds of arc at the northeastern rim of the caldera and 22.1 seconds at the western rim. This tilting indicated a sinking of the caldera area of Kilauea volcano, with the maximum sinking near the center of the caldera, a short distance northeast of Halemaumau. The total radial distance to which the subsidence caused a tilting of the ground surface is not known. However, assuming a hinge line at the tilt measuring stations (about 1 and 2 miles from Halemaumau) and a uniform tilting, calculations indicate that the ground surface in the vicinity of Halemaumau sank about 0.7 foot. Undoubtedly the hinge line actually was much farther from Halemaumau. The distribution of earthquake epicenters and surficial cracking of the ground indicate that an area several kilometers in diameter around Kilauea caldera probably took part in the subsidence. Also, the amount of tilting probably increased inward. It is probable, therefore, that the maximum sinking of the ground surface exceeded one foot (13).

The subsidence was accompanied by more than 650 earthquakes between December 8 and 14. On December 10 alone, more than 200 quakes were recorded, and from December 8 to 10 there were periods of several hours each day when shaking was so nearly continuous that it was not possible to separate the records of many small quakes. On December 8 most of the earthquakes originated about 2 miles southeast of Kilauea caldera. As the subsidence continued there appeared to be a progressive shifting of the epicenters southwestward, and by the morning of December 9 many of the quakes were originating along the southwest rift zone of Kilauea 6 to 10 miles from the caldera. Most of the quakes appeared to originate at depths less than 5 miles. Cracking of the ground surface occurred along a zone extending from about 2 miles southeast to 2 miles south of the caldera.

Several short periods of continuous volcanic tremor, each of a few minutes' duration, were recorded on December 10 and 11, probably indicating movement of magma beneath the surface. There appears to be little question that the subsidence of the summit area of Kilauea was caused by a withdrawal of magma beneath it. It is not possible to state whether the magma shifted laterally into the rift zones or was withdrawn more or less vertically, though the vertical withdrawal appears the more probable.

Present status of the Hawaiian Volcano Observatory

The Hawaiian Volcano Observatory was established in 1912 by Dr. T. A. JAGGAR, who was then Chairman of the Department of Geology of the Massachusetts Institute of Technology. For the first 7 years of its existence the Observatory was supported partly by money provided by the Institute from its Whitney Fund for research in geophysics, and partly by money provided by the Hawaiian Volcano Research Association. The latter organization is a group of persons, largely residents of Hawaii and principally business men, who are actively interested in the study of volcanoes. In 1919 the administration of the Hawaiian Volcano Observatory was taken over by the United States Weather Bureau. In 1924 the Observatory passed from the Weather Bureau to the United States Geological Survey, and in 1935 it was taken over by the National Park Service. In 1948 it returned to the Geological Survey. Currently it is a part of the Geological Survey's volcano investigation program, which includes also investigations of volcanic districts in Alaska, the Aleutian Islands and mainland United States.

The original location of the Hawaiian Volcano Observatory was on the northeastern rim of Kilauea caldera. The original building was financed by funds subscribed for that purpose by interested persons in Hilo. The Whitney Laboratory of Seismology, financed by money from the Whitney Fund, was a concrete vault situated beneath the Observatory building. It still exists, but the Observatory building was demolished in 1941 to make room for a new hotel building. At that time the Observatory offices were transferred to a building about 700 feet from the northeast rim of the caldera. In 1948 the offices of Hawaii National Park were moved into the building then occupied by the Observatory, and the Observatory was moved to a site on the western rim of Kilauea caldera whence there is an excellent view of the caldera, part of the east rift and most of the southwest rift of Kilauea volcano, and the entire profile of Mauna Loa.

Dr. T. A. Jaggar, founder of the Hawaiian Volcano Observatory, remained its director until his retirement in 1940. He was succeeded in July of that year by R. H. Finch, who in turn was succeeded in February 1951 by the writer.

At present the Hawaiian Volcano Observatory is operating six seismograph stations on the island of Hawaii, and four tilt measuring stations in and near Kilauea caldera. Three additional seismograph stations are under construction on the island of Hawaii, and a former station on Haleakala volcano, on the island of Maui, is being reactivated. These four new stations probably will be in operation by the early part of 1954. A program of magnetometry also is under way on Kilauea volcano and adjacent parts of Mauna Loa.

BIBLIOGRAPHY

(1) Einarsson, T., *The eruption of Hekla, 1947-1948; IV, 3. The flowing lava. Studies of its main physical and chemical properties*: Visindafelg Islendinga (Soc. Sci. Islandica), 70 pp., Reykjavik, 1949.
(2) Finch, R. H., *The 1942 eruption of Mauna Loa*: Volcano Letter, no. 476, pp. 1-6, 1942.
(3) ——— — *Lava rivers and their channels*: Volcano Letter, no. 480, pp. 1-2, 1943.
(4) ——— — *The viscosity of Mauna Loa lava flows*: Volcano Letter, n. 480, pp. 2-3, 1943.
(5) ——— — *Activity at Mauna Loa in November 1943*: Volcano Letter, n. 482, p. 1, 1943.
(6) ——— — *The seismic prelude to the 1942 eruption of Mauna Loa*: Seismol. Soc. America Bull., vol. 33, pp. 237-241, 1943.

(7) Finch, R. H., *Hawaiian Volcano Observatory Report for July-September 1944*: Volcano Letter, n. 485, pp. 2-3, 1944.

(8) ——— — *The November-December 1944 crisis at Kilauea*: Volcano Letter, n. 486, pp. 1-2, 1944.

(9) ——— — *Volcanic tremor, Part I*: Seismol. Soc. America Bull., vol. 39, pp. 73-78, 1949.

(10) ——— — *Earthquakes accompanying the 1949 eruption of Mauna Loa*: Seismol. Soc. America Bull., vol. 40, pp. 263-266, 1950.

(11) ——— — and Macdonald, G. A., *Bombing to divert lava flows*: Volcano Letter, no. 506, pp. 1-3, 1949.

(12) ——— — ——— — *The June 1950 eruption of Mauna Loa, Part 1, Narrative of the eruption*: Volcano Letter, no. 508, pp. 1-11, 1950.

(13) ——— — ——— — *Report of the Hawaiian Volcano Observatory for 1950*: U. S. Geol. Survey Bull. 996-B, pp. 27-89, 1953.

(14) Finch, R. H., Powers, H. A. and Macdonald, G. A., *Flow pumice on Hawaiian basalts*: Volcano Letter, no. 502, pp. 1-2, 1948.

(15) Graton, L. C., *Conjectures regarding volcanic heat*: Am. Jour. Sci., vol. 243-A, pp. 135-259, 1945.

(16) Jaggar, T. A., *The Hualalai earthquake crisis of 1929*: Volcano Letter, no. 309, pp. 1-2 and no. 310, pp. 1-3, 1930.

(17) ——— — *The bombing operation at Mauna Loa*: Volcano Letter, no. 431, pp. 4-6, 1936.

(18) ——— — *Hawaiian Volcano Observatory Report for April-June and July-September, 1940*: Volcano Letter, n. 468, pp. 10-11; no. 469, p. 4, 1940.

(19) ——— — *Protection of harbors from lava flow*: Am. Jour. Sci., vol. 243-A, pp. 333-351, 1945.

(20) Macdonald, G. A., *The 1942 eruption of Mauna Loa, Hawaii*: Am. Jour. Sci., vol. 241, pp.241-256, 1943.

(21) ——— — *Petrography of the island of Hawaii*: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 214-D, pp. 51-96, 1949 B.

(22) ——— — *Hawaiian petrographic province*: Geol. Soc. America Bull., vol. 60, pp. 1541-1596, 1949 A.

(23) ——— — and Finch, R. H., *The Mauna Loa eruption of January, 1949*: Volcano Letter, no. 503, pp. 1-7, 1949.

(24) ——— — ——— — *The June 1950 eruption of Mauna Loa, Part 2, Special features*: Volcano Letter, no. 509, pp. 1-6, 1950.

(25) ——— — and Orr, J. B., *The 1949 summit eruption of Mauna Loa, Hawaii*: U. S. Geol. Survey Bull. 974-A, pp. 1-31, 1950.

(26) MINAKAMI, T., *On the temperature and viscosity of the fresh lava extruded in the 1951 Oo-sima eruption*: Earthquake Res. Inst. Bull., vol. 29, pp. 487-498, 1951.
(27) NICHOLS, R. L., *Viscosity of lava*: Jour. Geology, vol. 47, pp. 290-302, 1939.
(28) PALMER, H. S., *A study of the viscosity of lava*: Hawaiian Volc. Observatory Bull., vol. 15, pp. 1-4, 1927.
(29) SCHULZ, P. E., *Some characteristics of the summit eruption of Mauna Loa, Hawaii, in 1940*: Geol. Soc. America Bull., vol. 54, pp. 739-746, 1943.
(30) SHEPHERD, E. S., *Kilauea gases, 1919*: Hawaiian Volc. Observatory Bull., vol. 9, pp. 83-88, 1921.
(31) STEARNS, H. T., and MACDONALD, G. A., *Geology and ground-water resources of the island of Hawaii*: Hawaii Div. of Hydrography Bull. 9, 363 pp., Honolulu, 1946.
(32) VERHOOGEN, J., *Les éruptions 1938-1940 du volcan Nyamuragira*: Exploration du Parc National Albert, Missions J. VERHOOGEN (1938 et 1940), Fasc. 1, 186 pp., Bruxelles, 1948.
(33) WAESCHE, H. H., *Mauna Loa summit crater eruption 1940*: Volcano Letter, no. 468, pp. 1-9, 1940.
(34) WASHINGTON, H. S., *Petrology of the Hawaiian Islands: II. Hualalai and Mauna Loa*: Am. Jour. Sci., 5th ser., vol. 6, pp. 100-126, 1923.
(35) WENTWORTH, C. K., CARSON, M. H. and FINCH, R. H., *Discussion on the viscosity of lava*: Jour. Geology, vol. 53, pp. 94-104, 1945.

PLATES

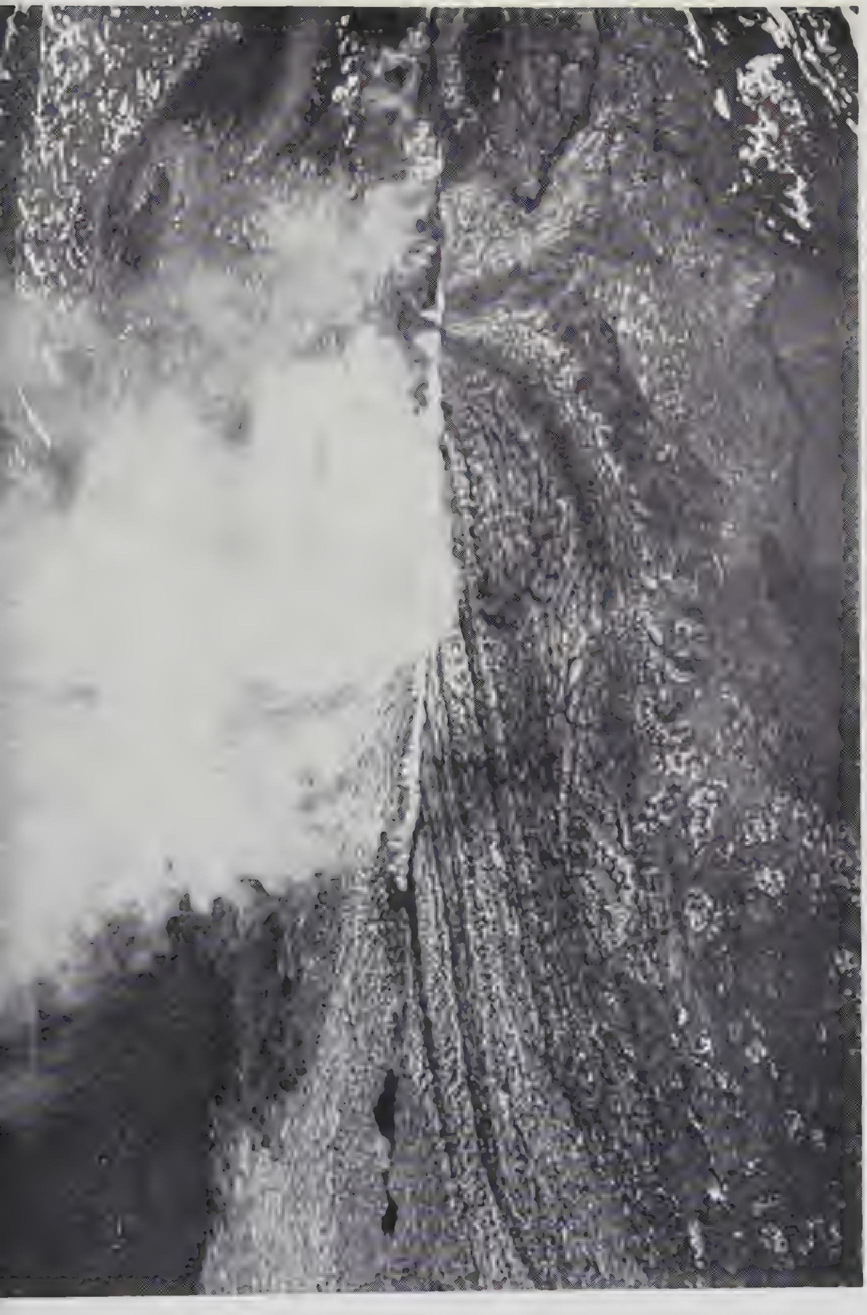


FIG. 1 - Lava fountains along a fissure crossing the floor of Mokuaweoweo caldera, at 08:00, April 8, 1940. The camera was pointed southeastward. The cinder cones of 1914 and 1933 are at the right edge of the picture. New lava flows are spreading out on both sides of the fissure.

U. S. Army photograph.

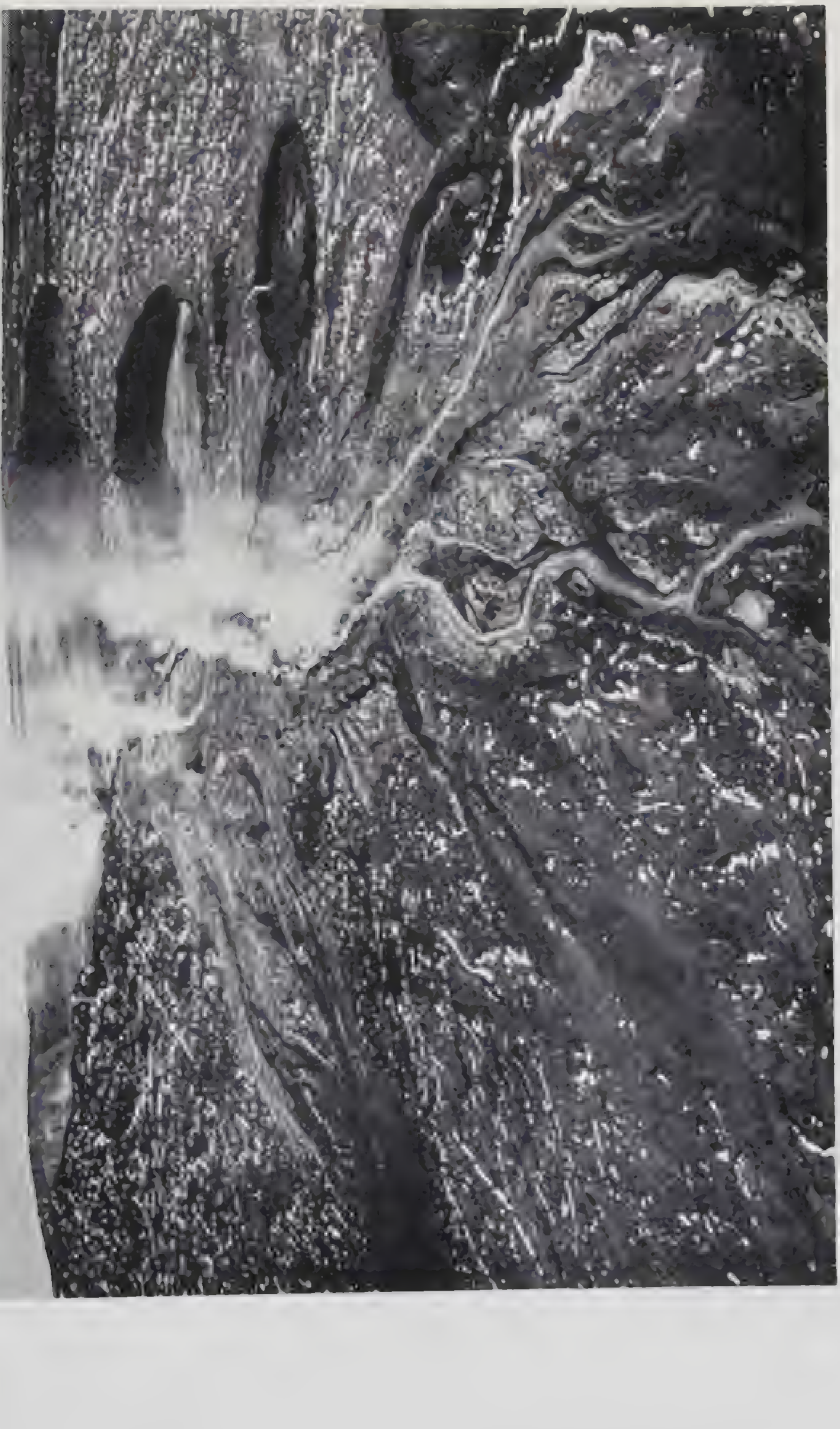
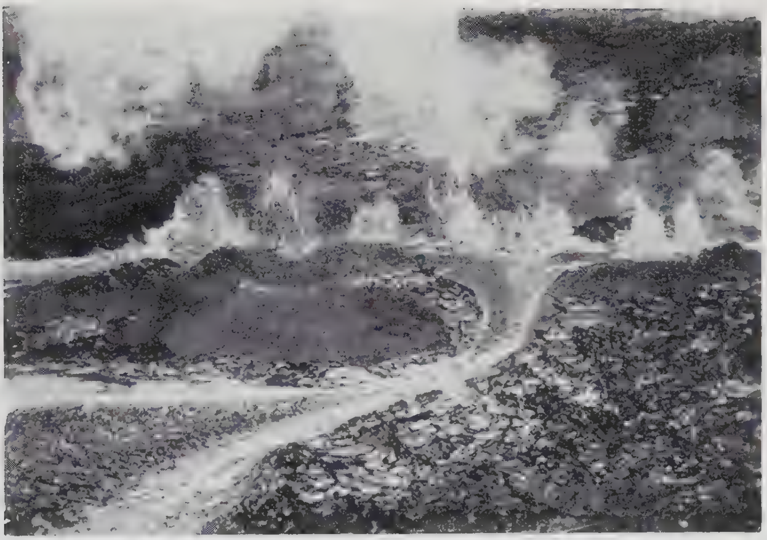


Fig. 2. - View looking northeastward toward Mokuaweoweo, at 08:10, April 8, 1940, showing small fountains along the eruptive fissure and lava flows poured out during the first night of the eruption. On the right a stream of lava is spilling into the pit crater, Lua Hohonu.

U. S. Army photograph.



ig. 3. - Lava fountains on the floor of Mokuaweoweo caldera, April 9, 1940, seen from the southwestern rim of the caldera at nearly the same location at which the sketch in figure 3 was made. The fountains average about 25 meters high. A river of lava is flowing down the side of the cone toward the camera. Between the river and the left-hand end of the fountain chain is the spatter-covered remnant of the nearly buried cinder cone of 1914.

Photo by G. O. Fagerlund, National Park Service.

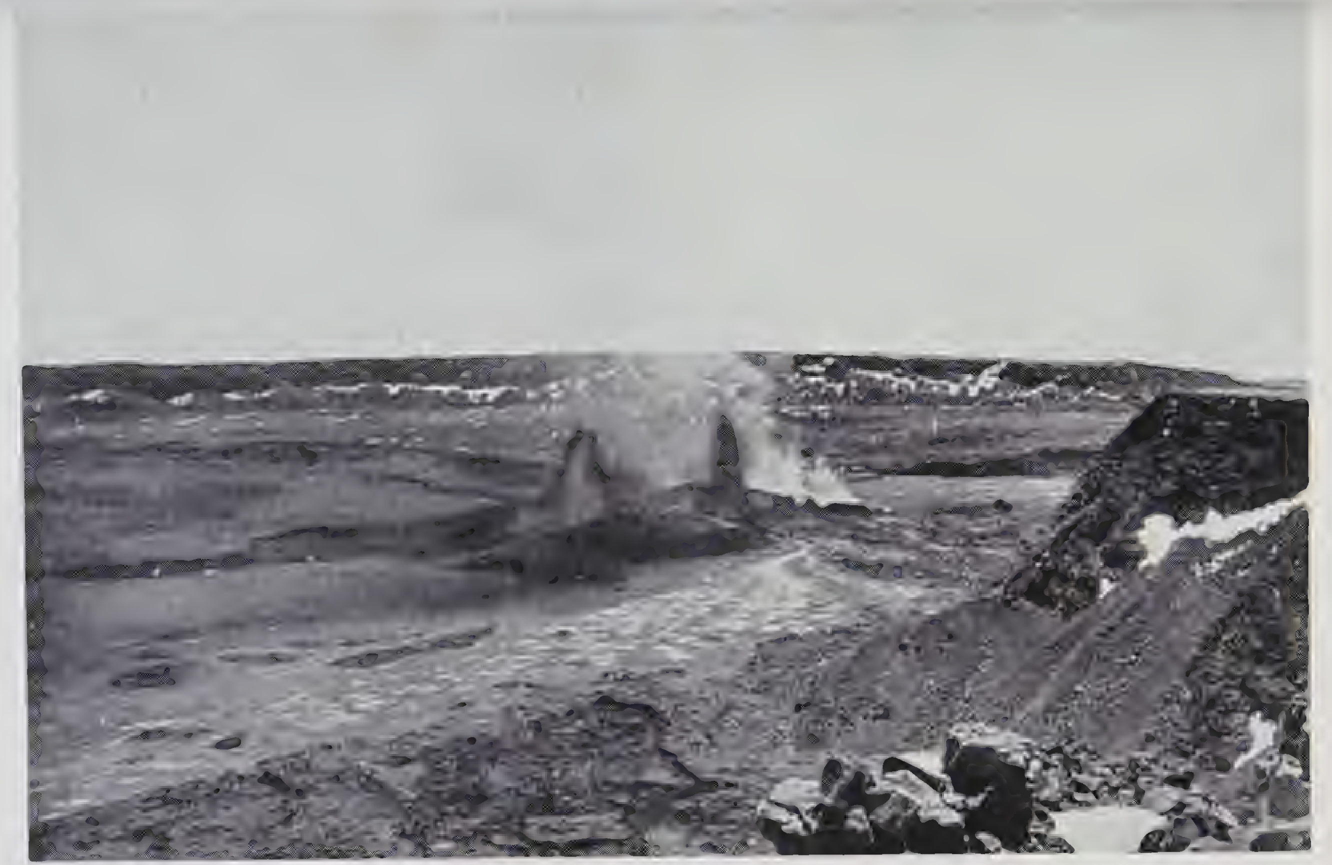


Fig. 4. - Lava fountains on the floor of Mokuaweoweo caldera, seen from the western rim, April 12, 1940. The top of the closest fountain is reaching a height of about 80 meters above the caldera floor. Lava rivers are pouring down the western and northern slopes of the cone, forming ponded flows that coalesce at the northwestern edge of the cone.

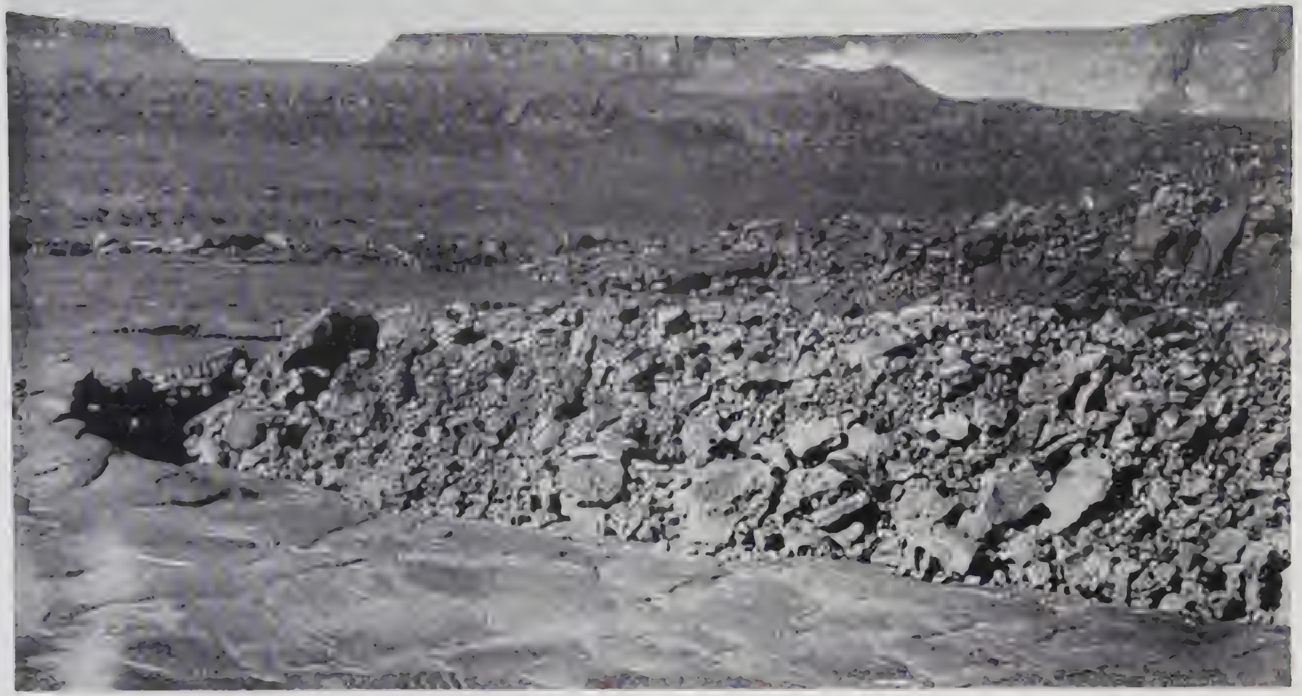


Fig. 5. - View of Mokuaweoweo caldera from the ridge between the caldera and North Bay, April 24, 1940. The cinder cone is fuming in the background. In the foreground are the typical smooth, billowy surface of the ponded pahoehoe, and some of the large pressure ridges formed by thrust of the lava against the caldera wall. The closest ridge is about 7 meters high.

Photo by G. O. FAGERLUND, National Park Service.

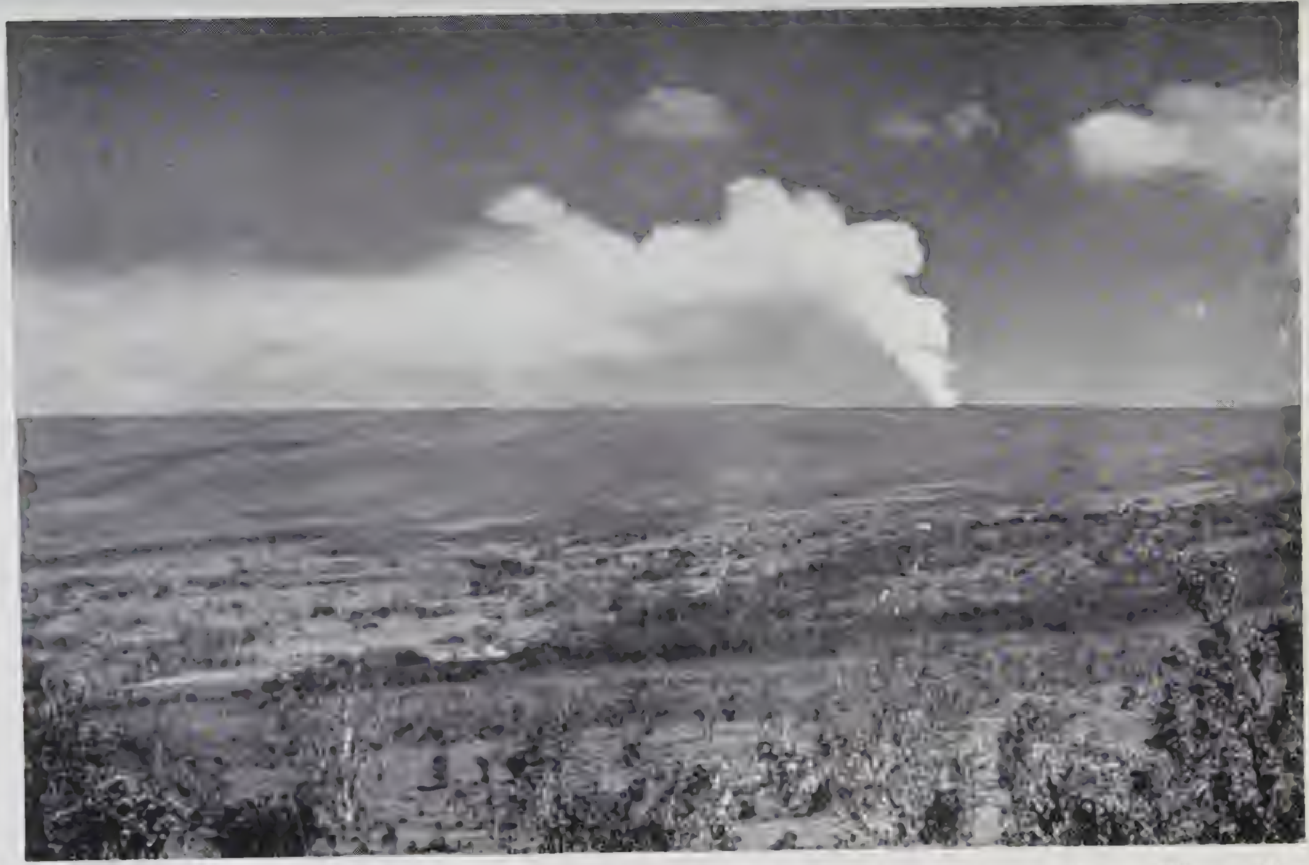


Fig. 6. Fume cloud at the 2,800-meter source on the northeast rift zone of Mauna Loa, seen from a point near Kilauea caldera, 24 kilometers away, on April 30, 1942. The secondary source at an altitude of 2,380 meters is approximately under the end of the prominent cumulus cloud to the right of the principal fume column.

Photo by G. O. FAGERLUND, National Park Service.

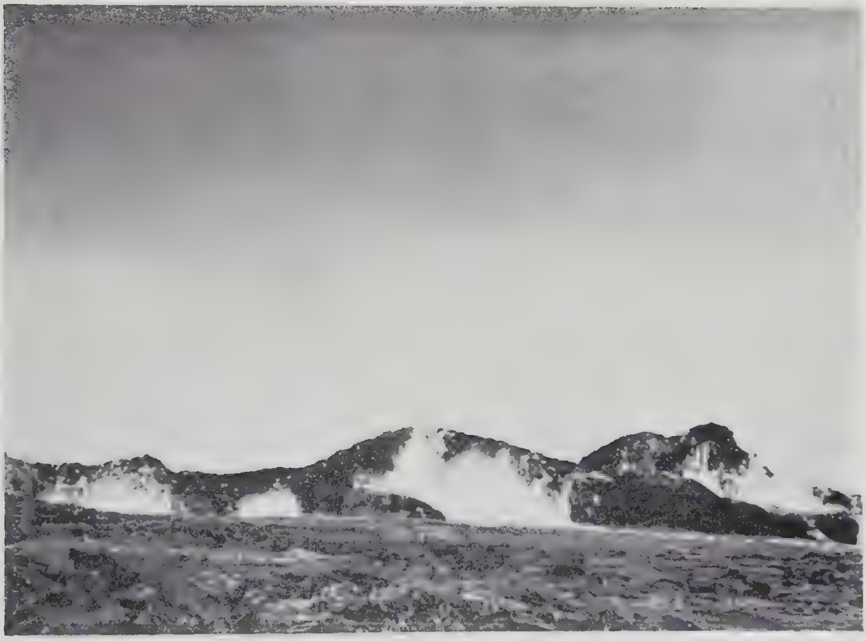


Fig. 7. - Lava fountains building spatter conelets at the vents of the principal lava flow of 1942, on April 28. The conelets at the center are about 5 meters high.

Photo by G. O. FAGERLUND, National Park Service.

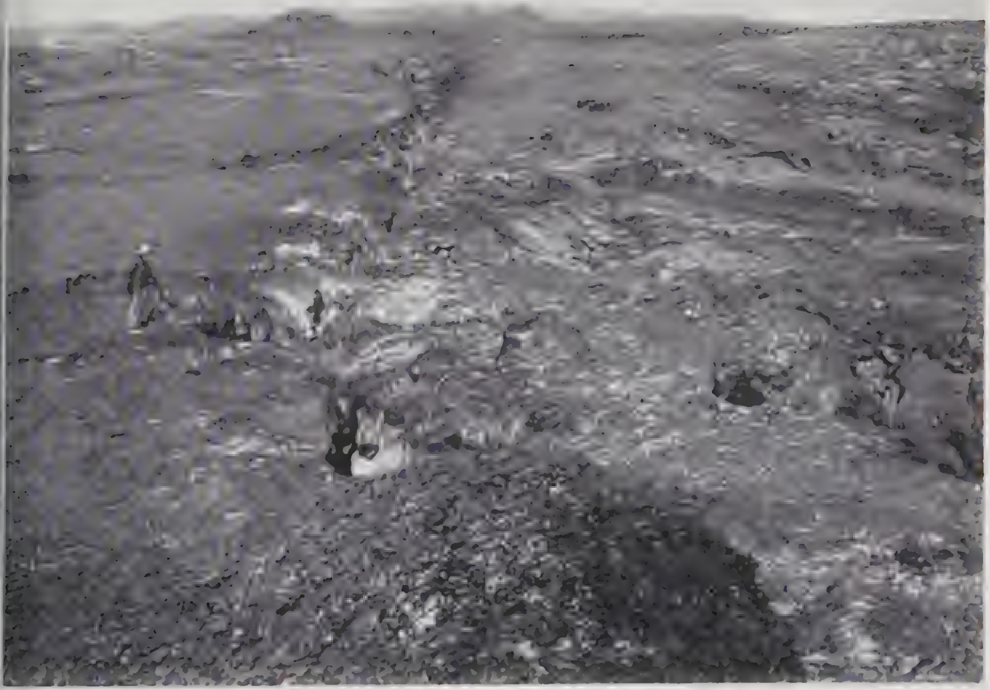


Fig. 8. - Source fissure of the upper flow of 1942, at 3,950 meters altitude on the northeast rift zone of Mauna Loa, after the eruption. Much of the early pahoehoe in this area had a pumiceous surface.

ig. 9. - Cone and lava fountains at 2,800 meters altitude on the northeast rift zone of Mauna Loa, May 2, 1942. The higher parts of the cone are about 17 meters high. The pahoehoe between the camera and the cone was formed during the first few hours of activity at this vent.

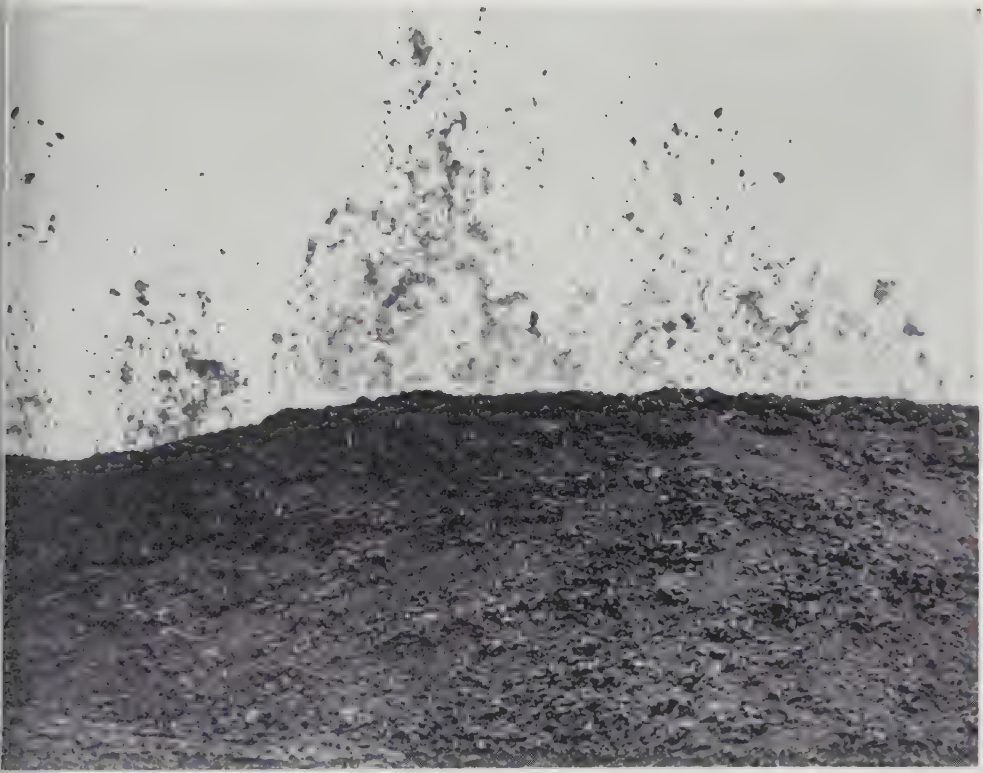


Fig. 10. - Lava fountains, and cinder and spatter cone, at the 2,800-meter vent, May 3, 1942. The ejecta become darker as they cool. The larger ejecta are about a meter across.

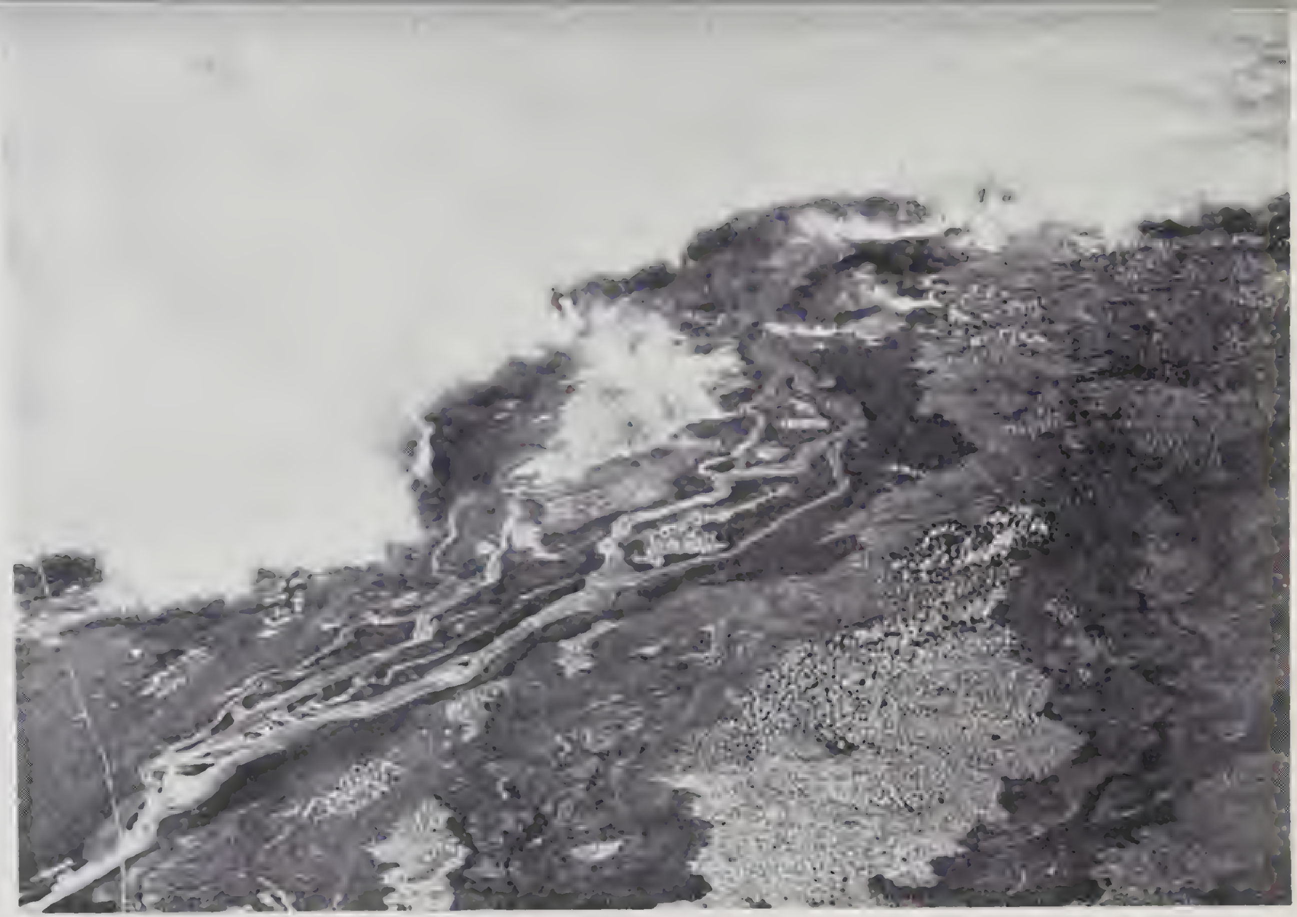


Fig. 11 — Braided rivers of the 1942 lava flow of Mauna Loa, on the northeastern flank of the mountain, April 28, 1942, seen from an altitude of about 2,000 meters.
U. S. Army photograph.

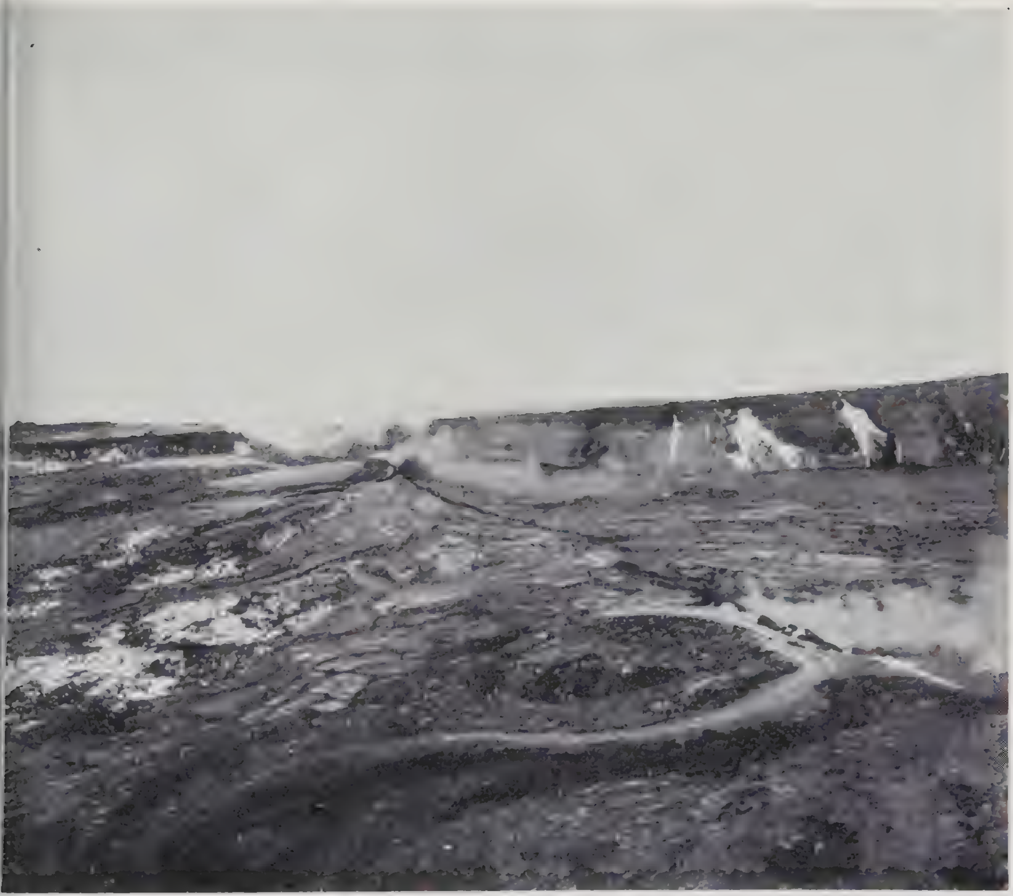


Fig. 12. - View looking southwestward across Mokuaweoweo caldera on the morning of January 7, 1949. In the right foreground a chain of lava fountains lies along the eruptive fissure near the center of the caldera and sends a flow of lava to the left. In the middle distance the fissure transects the cinder cone of 1940, and beyond it extends up over the southwestern wall of the caldera.

Official photograph, U. S. Navy.

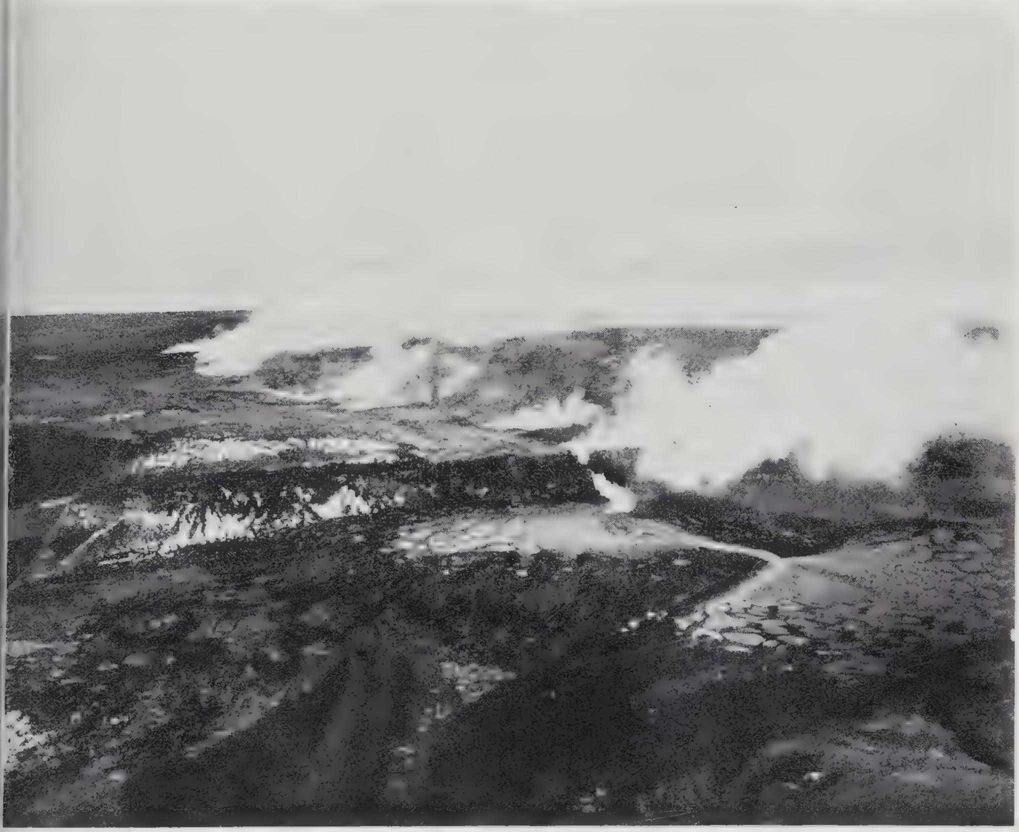


Fig. 13. - The eruptive fissure extending up over the southwest wall of Mokuaweoweo caldera and down the southwest rift zone of Mauna Loa, on the morning of January 7, 1949. In the foreground a flow is spilling over the edge of the South Lunate Platform onto the main caldera floor.

Official photograph, U. S. Navy.

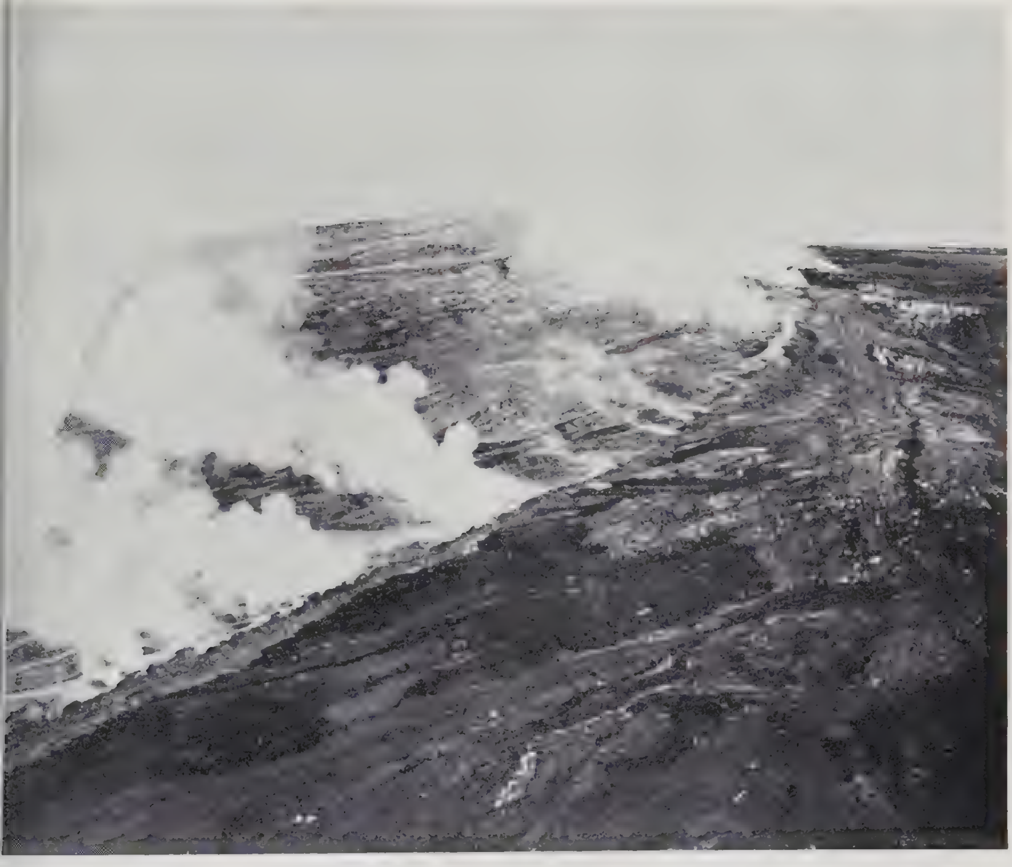


Fig. 14. - The eruptive fissure in the upper portion of the southwest rift zone of Mauna Loa, on the morning of January 7, 1949. Mokuaweoweo caldera is in the background. Fountains along the fissure have built a spatter rampart, and flows are pouring westward from them.

Official photograph, U. S. Navy.

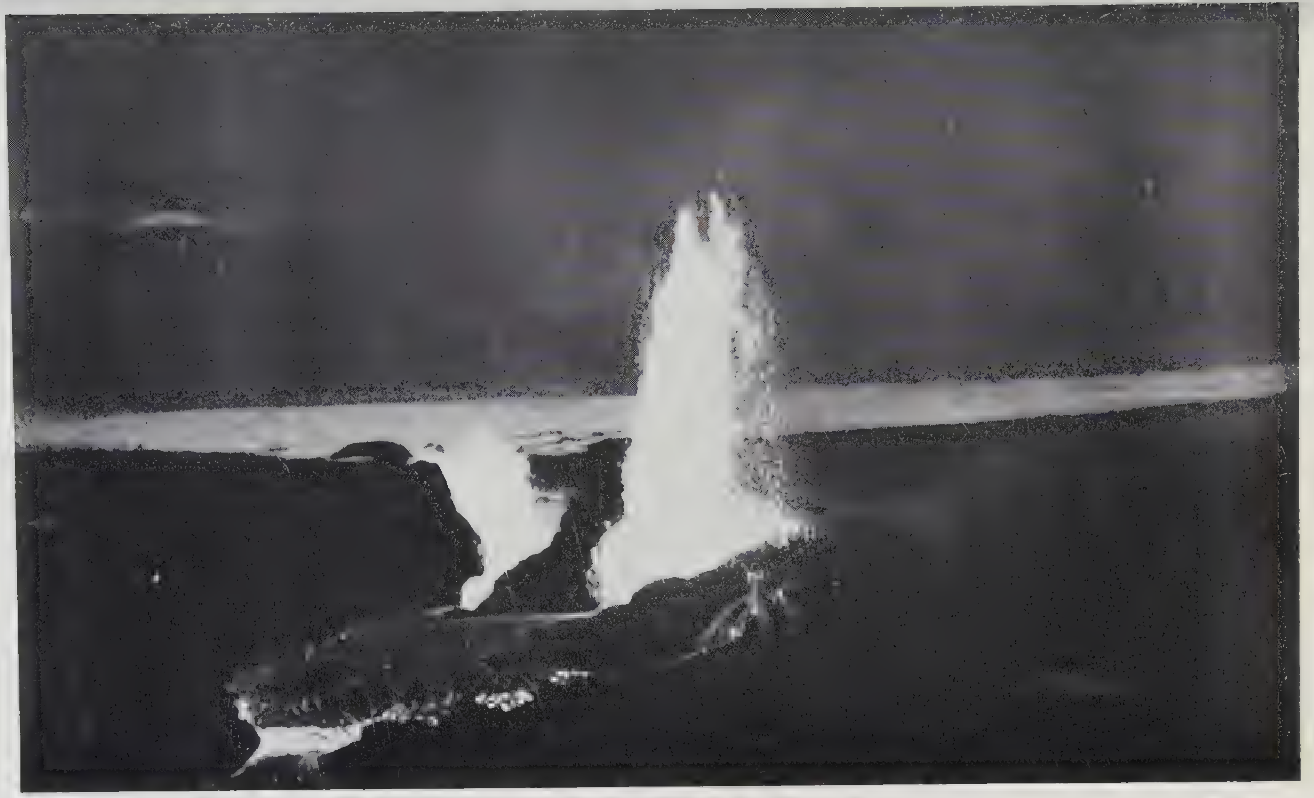


Fig. 15. - The lava fountains at the southwestern edge of Mokuaweoweo caldera on the evening of January 19, 1949. The larger fountain is about 150 meters high. The smaller fountain, to the left, is playing against the caldera wall and liberating most of the lava. Flows issue from the fountain pits, merge and move off to the lower left. The snow-covered slope of Mauna Loa is visible behind the fountains.

Photo by K. OTAKI, Ace Photo Studio, Hilo.

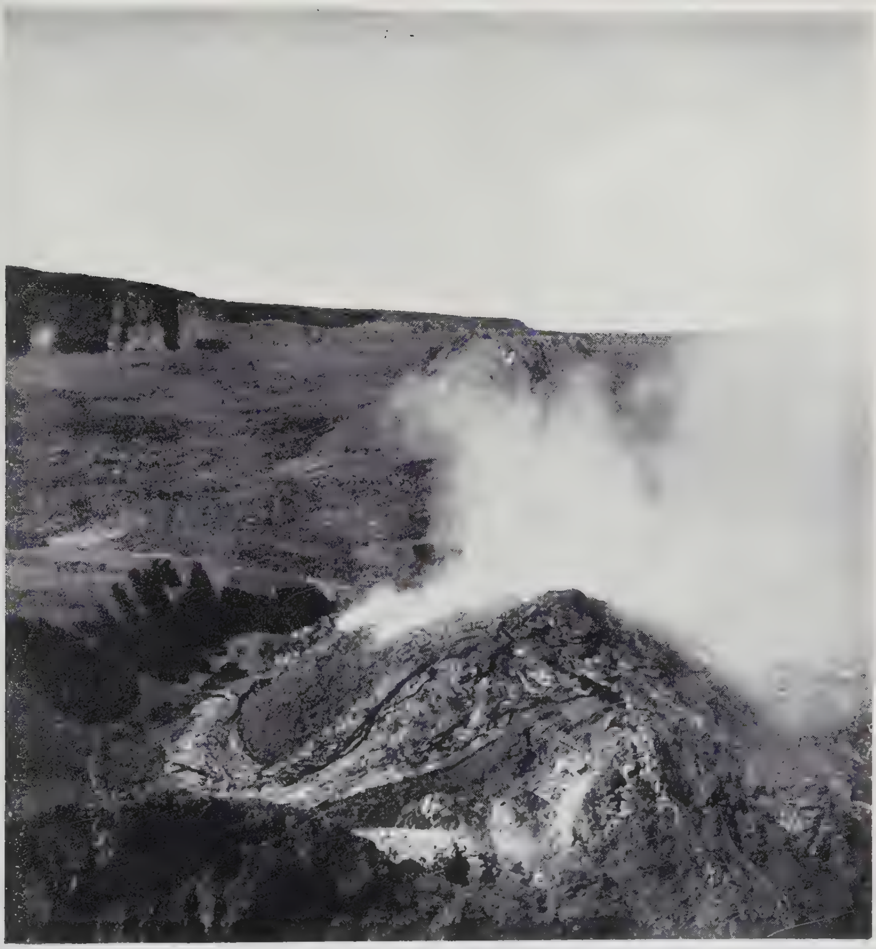


Fig. 16. - Cinder and spatter conelet, partly veneered with pahoehoe lava, in the crater of the large cinder and pumice cone at the southwest wall of Mokuaweoweo caldera, May 7, 1949. Part of the cinder and pumice cone is visible on the left, and in the background is the 1940 cinder cone and the floor of the caldera.

Photo by JOHN BONSEY

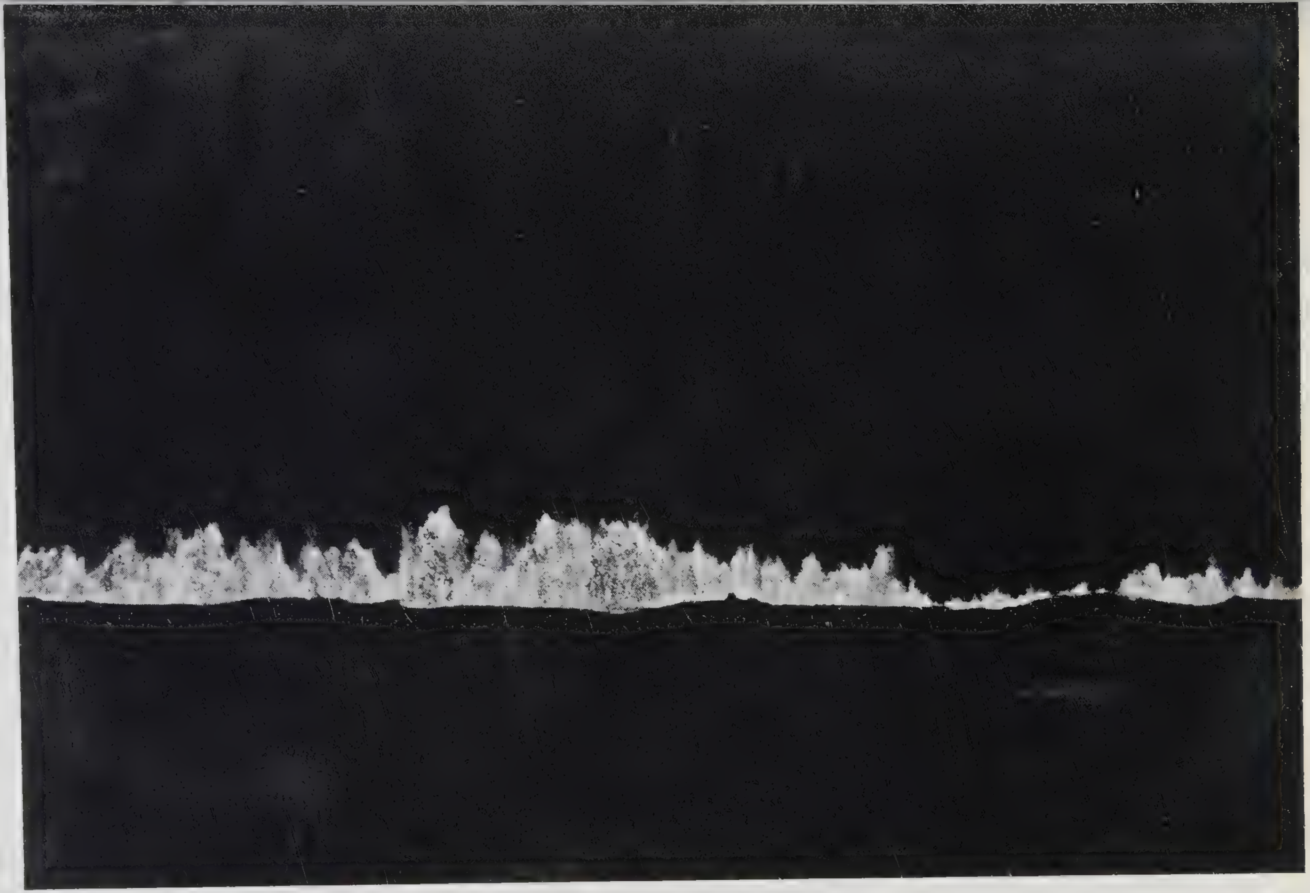
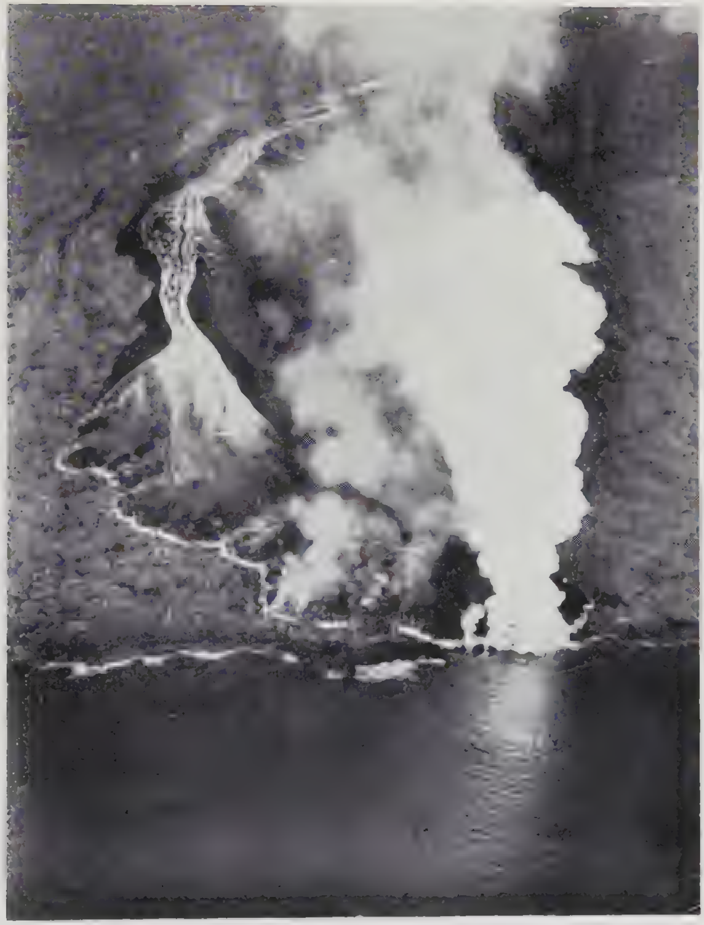


Fig. 17. - Row of lava fountains (the so-called « curtain of fire ») along the southwest rift zone of Mauna Loa at an altitude of about 3,000 meters, on the night of June 1, 1950. The highest fountains are about 70 meters high. The lava is flowing off to the west, behind the fountains.

Photograph by Signal Corps, U. S. Army.



ig. 18. - The Kaohe flow reaching the ocean, just after noon on June 2, 1950. The bright edge of the flow has just touched the water and is starting to form a column of steam. A grove of cocoanut trees is burning just to the left of the steam column.

Photo by Hilo Photo Supply Co.

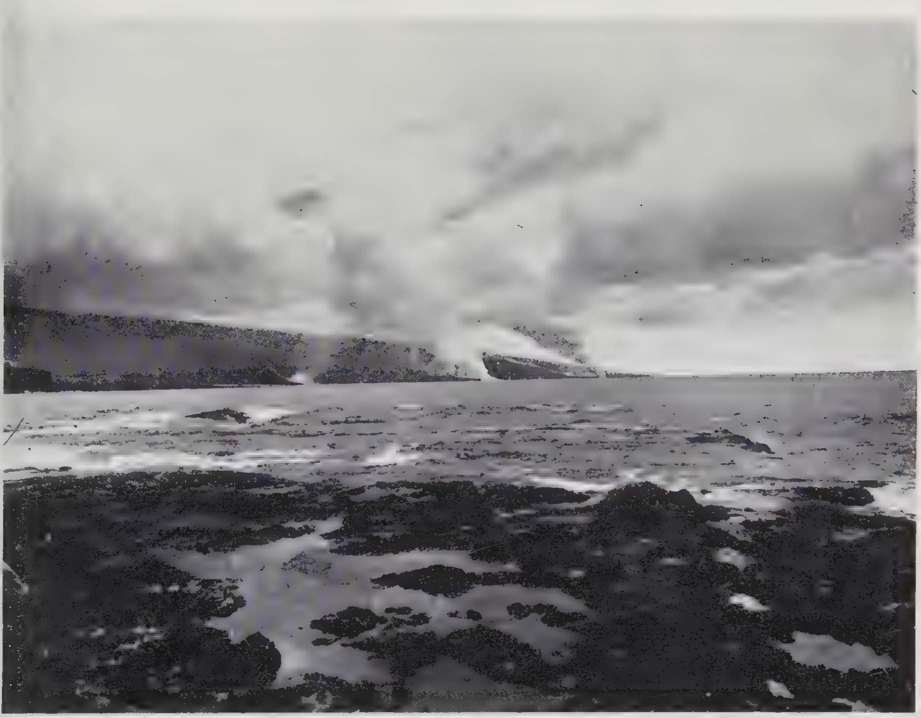


Fig. 19. - Steam clouds rising from the three western lava flows where they reach the sea, June 3, 1950, seen from the north. Smoke is rising from the right-hand (Kaapuna) flow where it is burning vegetation on the mountainside.

Photo by Hilo Photo Supply Co.

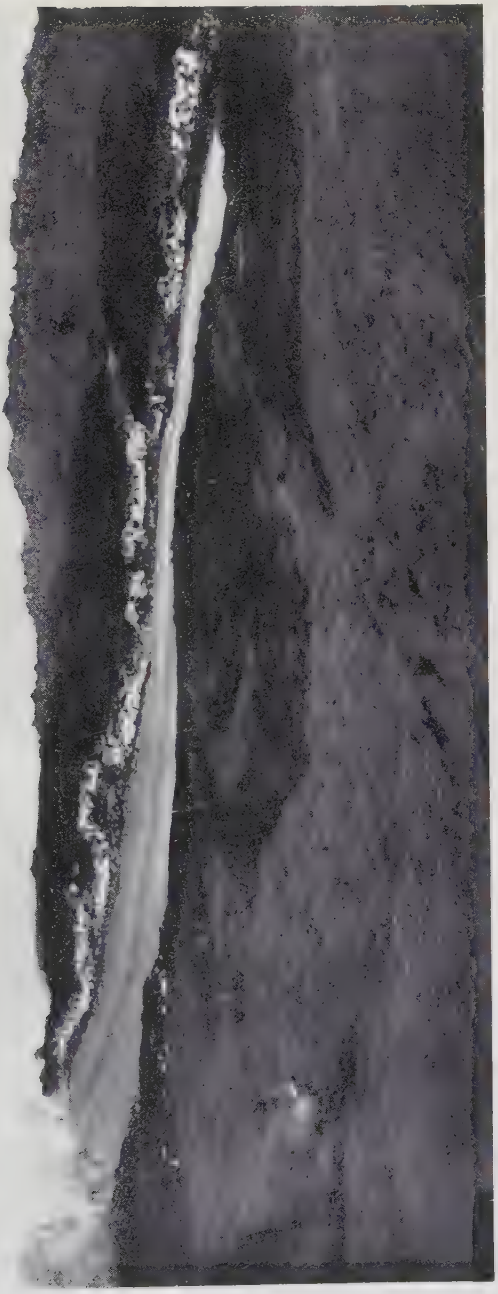


Fig. 20. - The lava river of the Kaapuna flow, close to the ocean, June 4, 1950. Glowing lava along the bank shows that the level of liquid in the river has just fallen, following one of the big surges.

U. S. Army photograph.

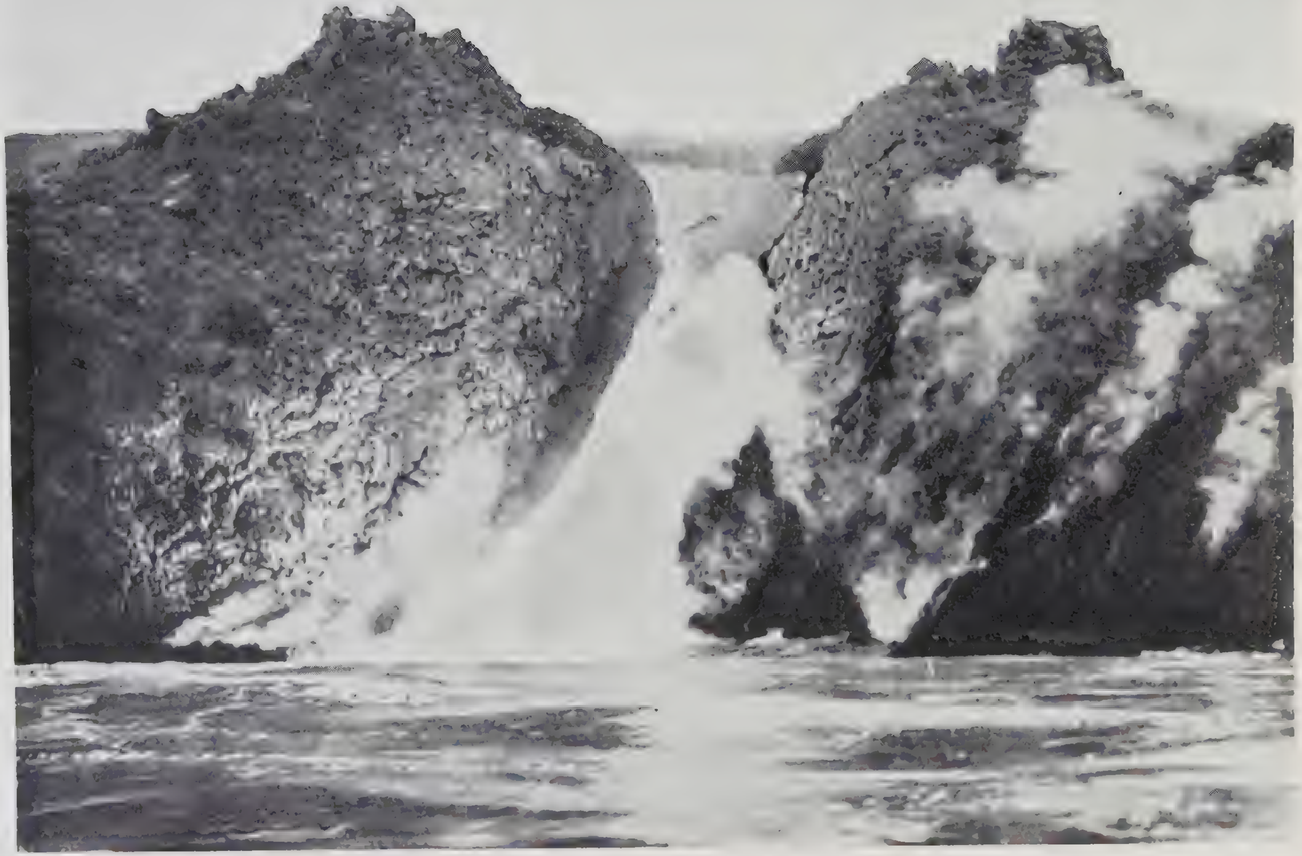


Fig. 21. - Lava river of the Kaapuna flow, about 6 meters wide, entering the sea on June 3, 1950. In spite of its relatively smooth and unbroken surface, where it spilled over its banks farther upslope it formed aa. The amount of steam formed where the river enters the sea is remarkably small.

Photo by JACK MATSUMOTO, for Aloha Airline.

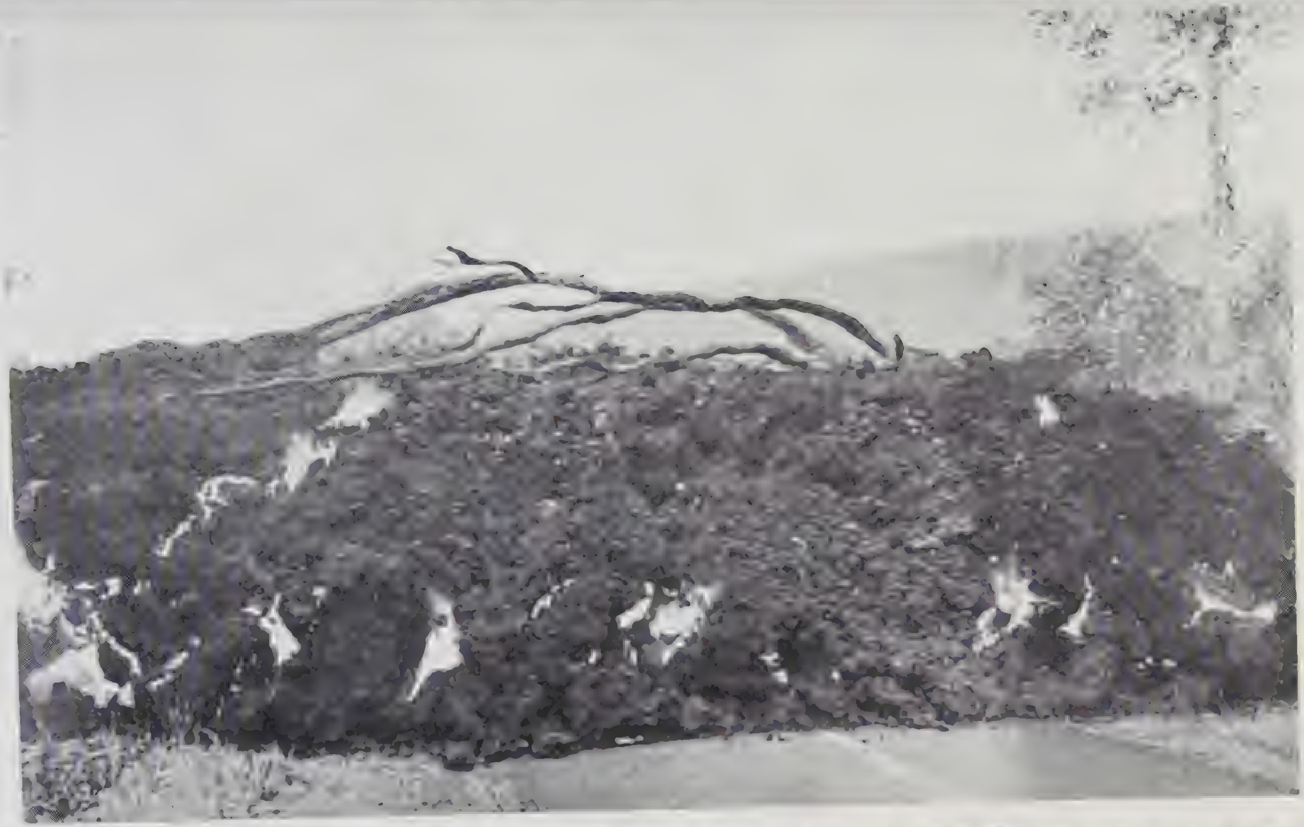


FIG. 22. - Edge of the Kaapuna flow across the highway, on the afternoon of June 2, 1950. The tree lying on top of the aa remained unburned, and along the edges of the flow vegetation was scorched for a distance of only 2 or 3 meters. The flames issuing from the aa are burning hydrocarbon gases formed by destructive distillation of vegetation buried by the lava.

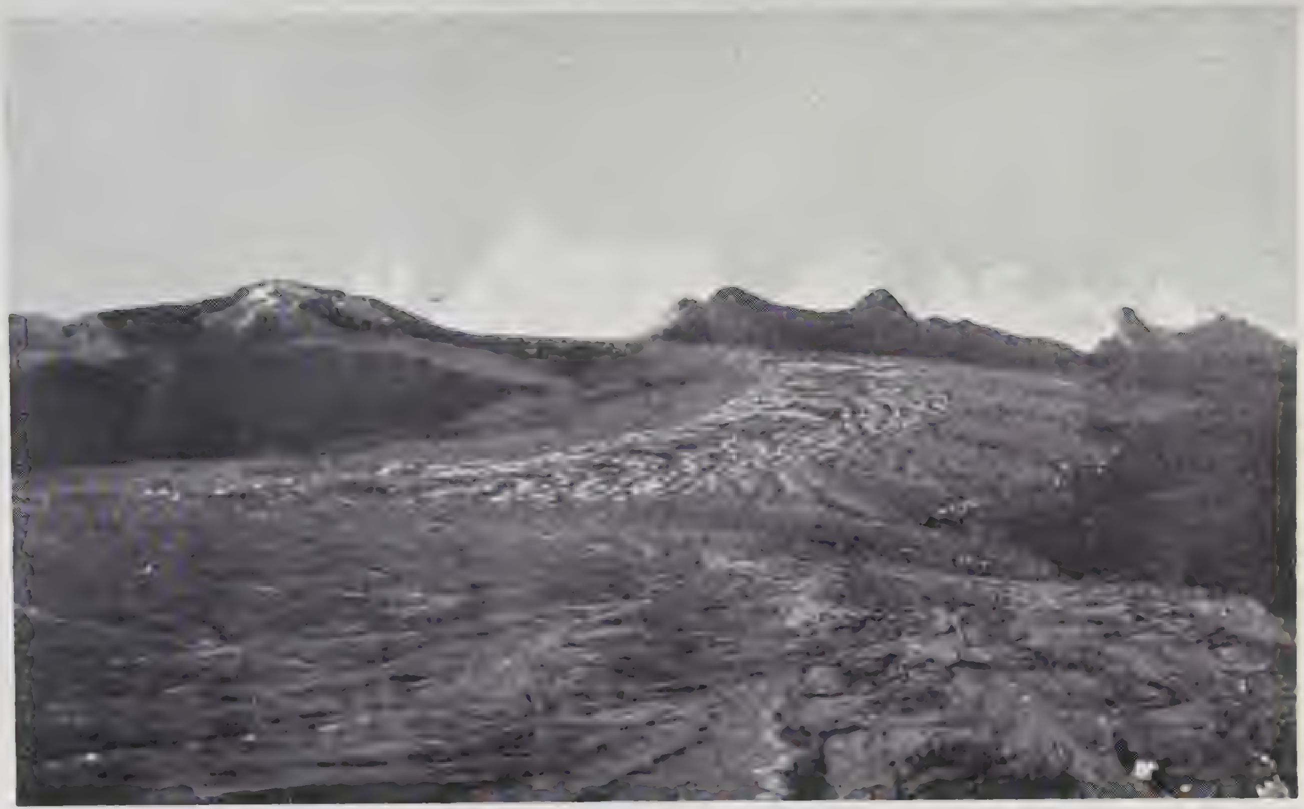


Fig. 23. - A stream of pahoehoe issuing at the vents at 2,600-meter altitude on the southwest rift of Mauna Loa, June 4, 1950. The lava fountains average about 15 meters in height and are building a spatter rampart along the eruptive fissure.

Photo by V. R. Bender, National Park Service.

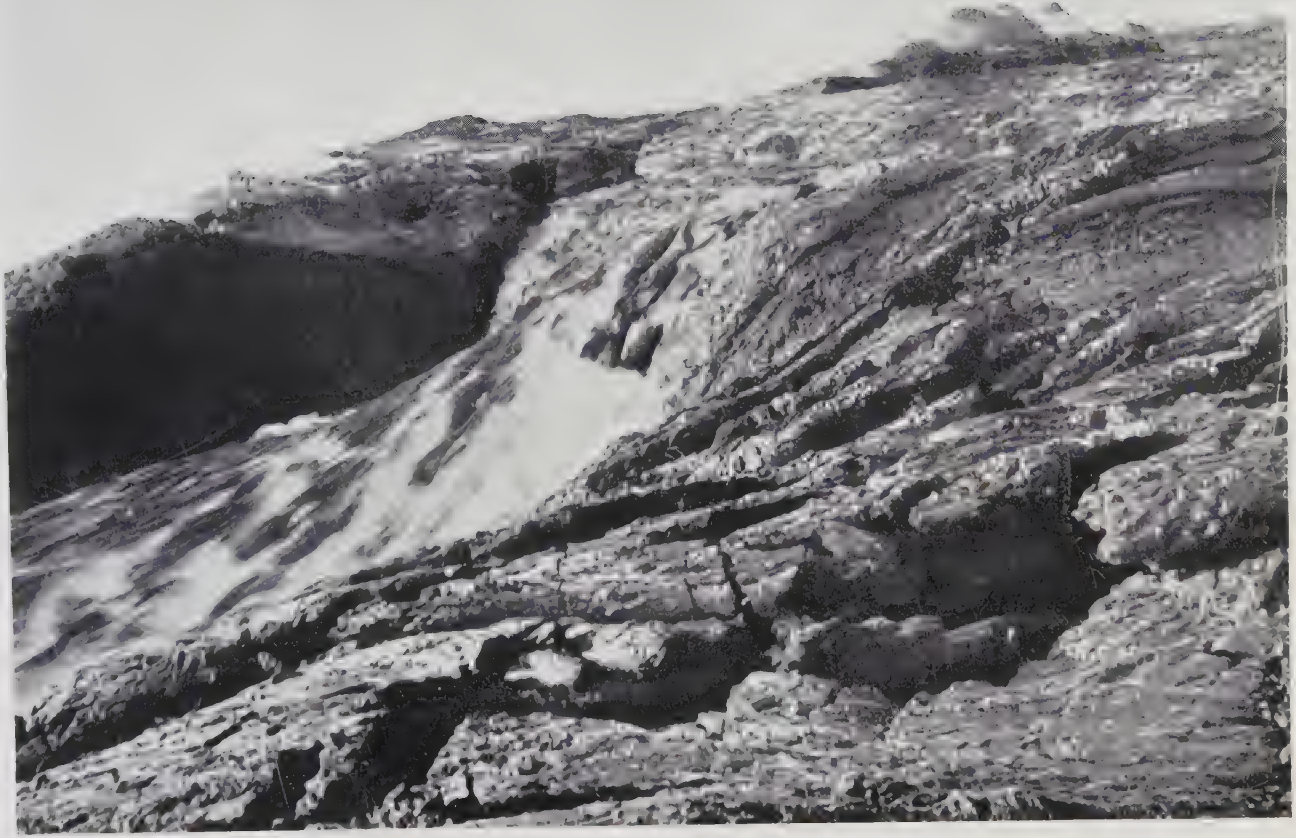


Fig. 24. - Lava river plunging over a cascade close to the vents at a 2,570-meter altitude, June 7, 1950. The river is about 6 meters wide. The speed of flow in the cascade was estimated to be about 50 kilometers an hour. The flow appeared, however, to be laminar in character.

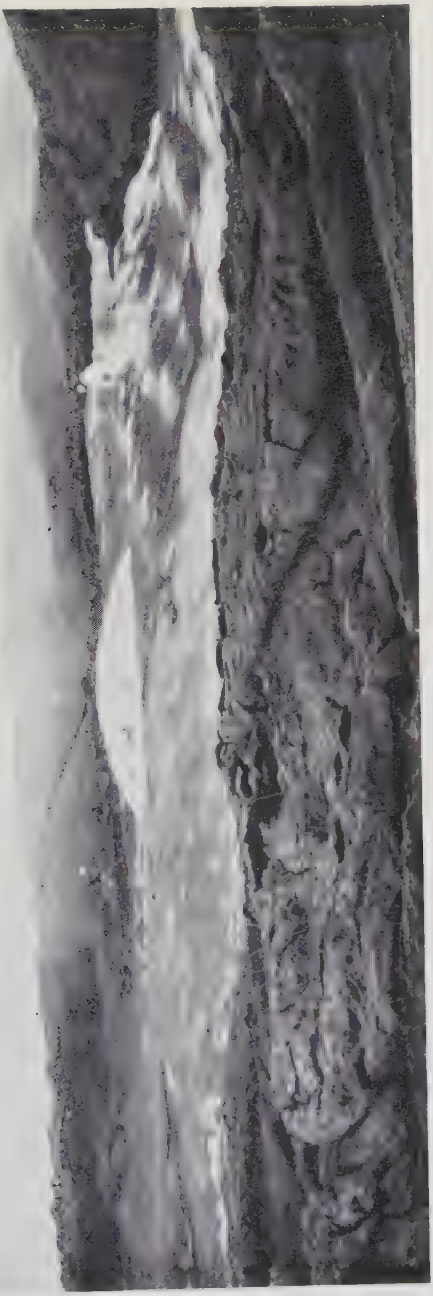


Fig. 25. - Standing wave (hydraulic jump) in the lava river at the foot of the cascade shown in plate 24. Behind the wave is a dome-shaped fountain, and to the right of that a smaller sporadic fountain. Both fountains are bursting through the lava river that is there flowing along the eruptive fissure.

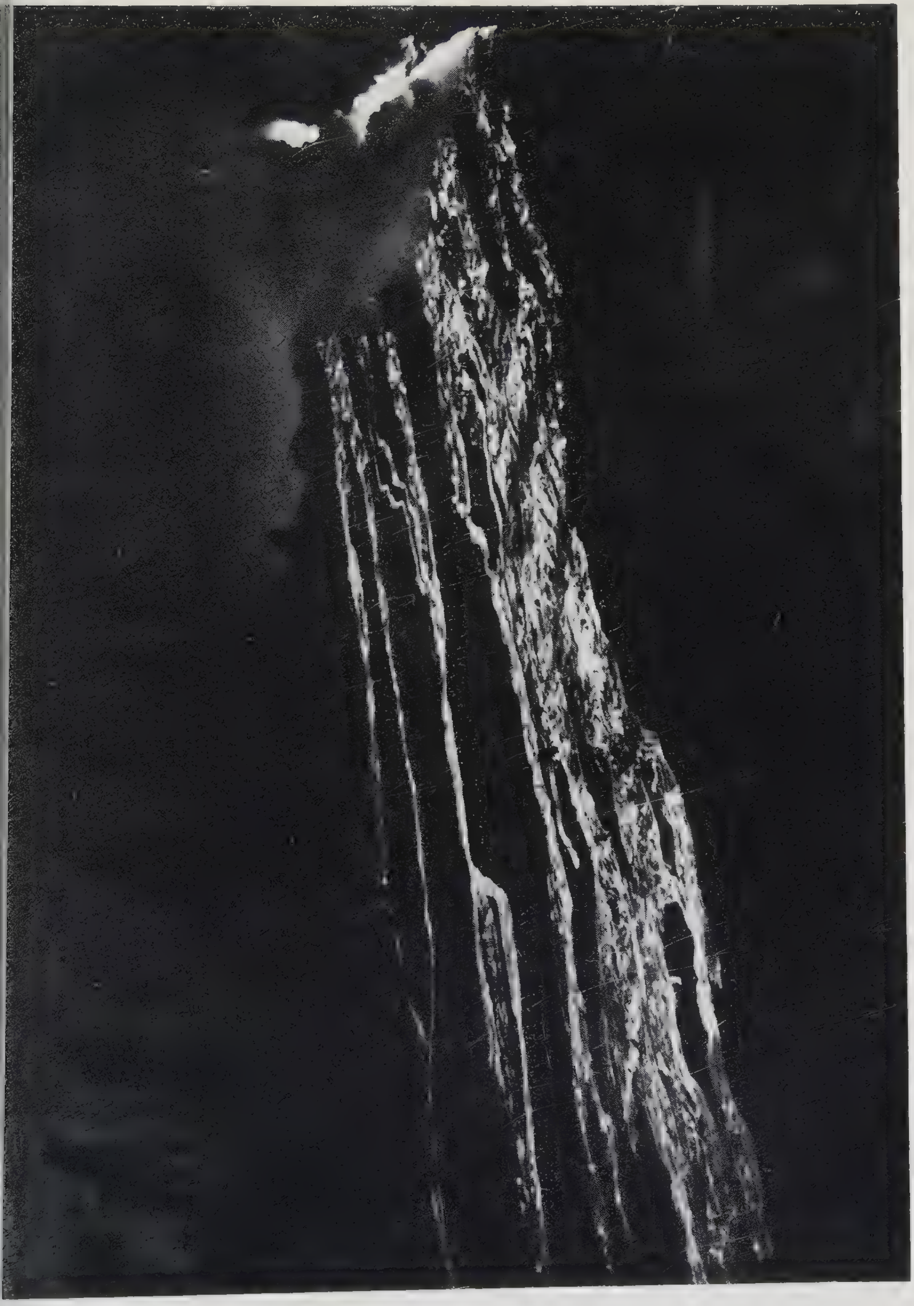


Fig. 26. - Lava flows pouring westward from the line of vents at an altitude of about 2,550 meters on the southwest rift zone of Mauna Loa, June 8, 1950.

U. S. Army photograph.

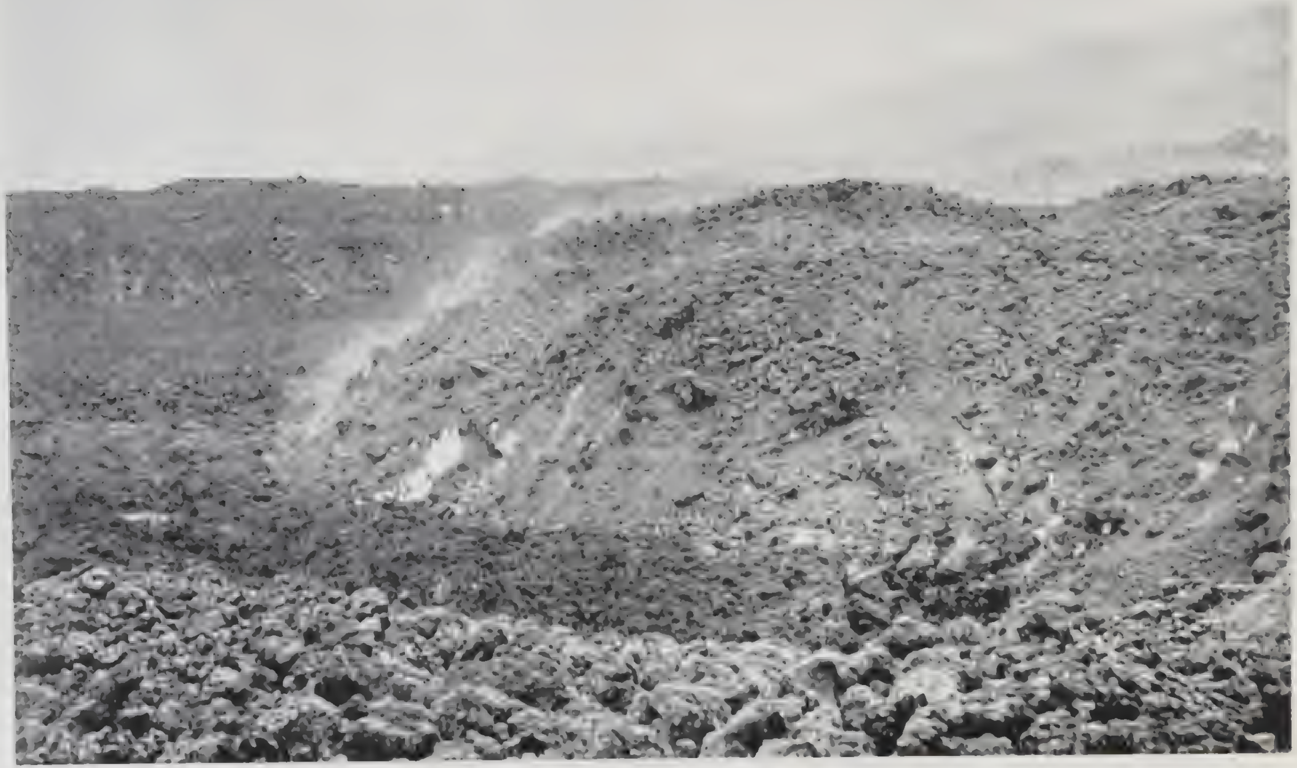


Fig. 27. - Advancing front of one lobe of the Kaapuna flow, near the sea, on June 11, 1950. This aa front was one of the thickest observed in Hawaii. The thickness of the portion of the front shown in the photograph was approximately 15 meters. The width of the lobe was about 300 meters.

OUVRAGES D' INTÉRÊT VOLCANOLOGIQUE

UNION GÉODÉSIQUE ET GÉOPHYSIQUE INTERNATIONALE - International Union of Geodesy and Geophysics.

BULLETIN D' INFORMATION DE L' U.G.G.I. - I.U.G.G. News Letter. Publié par le Secrétaire Général G. LACLAVÈRE. 30, avenue Rapp, Paris, 7e - 2e Année - N° 4 - Octobre 1953. Prix du numéro: 750 Frs.

BULLETIN GÉODÉSIQUE. Organe de l' ASSOCIATION INTERNATIONALE DE GÉODÉSIE.

Publié par J. J. LEVALLOIS. 19, rue Auber, Paris, 9e - Nouvelle Série - Année 1953, N° 29, Octobre 1953.

ANNALI DI GEOFISICA - Rivista dell'Istituto Nazionale di Geofisica, fondata da Antonino Lo Surdo.

Vol. VI, Anno 1953. Istituto Nazionale di Geofisica, Città Universitaria, Roma.

LA RICERCA SCIENTIFICA. - Rivista del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

Anno 23°, 1953. Pubblicazione mensile. Roma, Piazzale delle Scienze 7.

STROMBOLI - Associazione Internazionale dei Vulcanologi.

A cura di Carmelo Cavallaro e Vittorio Famularo. Messina, 1953.

COMUNICACIONES DEL INSTITUTO TROPICAL DE INVESTIGACIONES CIENTIFICAS.

Universidad de El Salvador, America Central.

No. 2, Abril 1952: Contenido - Dr. HELMUT MEYER-ABICH: *Terremoto de Jucuapa en El Salvador (America Central)*, 6-7 de mayo de 1951.

No. 3-4, Mayo 1953: Contenido - Dr. HEMUT MEYER-

Abich: *Los Ausoles de El Salvador, con un sumario geológico-tectónico de la zona volcánica occidental.* - Dr. Friedrich Husteldt: *Algunas observaciones sobre la vida de microorganismos en los arroyos termales de los Ausoles de El Salvador.*

Extrait:

Williams H. y Meyer-Abich H. - **EL ORIGEN DEL LAGO DE ILOPANGO.**
Con un mapa de profundidades del lago, un mapa geológico preliminar y secciones diagramáticas.

REVUE POUR L'ÉTUDE DES CALAMITÉS - Bulletin de l'Union Internationale de Secours.
Tome XIII, Nos 30-31, Janvier 1952-Décembre 1953.
Genève, 7, Avenue de la Paix.

Bonte A. - **INTRODUCTION À LA LECTURE DES CARTES GÉOLOGIQUES.**
17 × 25, 278 pages, 11 planches et dépliants, Masson & C^{ie}, Éditeurs, 120, Boulevard St-Germain, Paris, 6^{e}, 1953, 2^{e} Édition. Prix 1660 Frs.

Tables des Matières - *Préface* par M. Eugène Raguin - *Avant-Propos* - *Abréviations* - Chapitre premier: *Les principes fondamentaux de la Géologie.* - Chapitre II.: *Notions de Tectonique.* - Chapitre III.: *Les cartes topographiques.* - Chapitre IV.: *Les cartes géologiques.* - Chapitre V.: *Principaux types de structure.* - Chapitre VI.: *La lecture des cartes géologiques.* - Chapitre VII.: *Le lever des cartes géologiques.* - Chapitre VIII.: *Constructions graphiques relatives aux cartes géologiques.* - *Annexes.* -*Appendices.* - *Tables des figures et des planches.* - *Index alphabétique.* - *Table des matières.*

Dons J. A. - **STUDIES ON THE IGNEOUS ROCK COMPLEX OF THE OSLO REGION.**
With a geological map and 33 figures in the text.
Skrifter utgitt av Det Norske Videnskaps-Akademi i Oslo - I. Mat.-Naturv. Klasse. 1952. N° 2. Oslo 1952.

Contents - *Preface.* - *Introduction.* - *Previous work.* - *Methods.* - *Sediments.* - *Compound Volcanic Neck of Oslo-es-*

sexite. - Dykes. - Volcanic Breccias. - The Faults. - Appendix: The occurrence of Oslo-essexite on the Island of Gåsøy. - References.

JAGGAR T. A. - **UNION THROUGH THE AGES.**
Printed in U. S. A. by Paradise of the Pacific, LTD., Honolulu, Hawaii, 1946. Private distribution.

LAPADU-HARGUES P. - **PRÉCIS DE MINÉRALOGIE.**
Un volume de 312 pages, avec 69 figures, 4 planches, hors texte (17 × 23,5), Masson & C^ie^, Éditeurs, 120, Boulevard St-Germain, Paris, 6^e^, 1954. Broché: 1700 Fr., cartonné toile: 2200 Fr.

TABLE DES MATIÈRES - *Avant-propos. - Généralités. - Espèces non silicatées. - Espèces silicatées. - Les minéraux radio-actifs. - Conclusions. - Index des Espèces citées. - Table des matières.*

CATALANO V. - **STORIA DI ERCOLANO.**
Presentazione del Soprintendente alle Antichità della Campania, prof. Amedeo Maiuri.
124 pp., 21 figure. Napoli, 1953. Prezzo Lire 600.

CATALANO V. - **ARCHEOLOGIA E FILOLOGIA NELLA "VEXATA QUAESTIO,, DELLE ORIGINI DI RESINA.**
Estratto dalla Riv. « Samnium », Annata XXVI, Napoli 1953.

CUSTÓDIO DE MORAIS J. - **FURNAS DOS AÇORES.**
Separata de: « Memórias e Notícias », N° 35 - 1953, Coimbra 1953.

D'ERASMO G. - **LA RIDETERMINAZIONE ALTIMETRICA DEL SERAPEO DI POZZUOLI ESEGUITA DALL' ISTITUTO GEOGRAFICO MILITARE NEL 1953.**
Estratto dal « Bollettino della Società dei Naturalisti in Napoli », Vol. LXIII, 1954, Napoli.

GORTANI M. - **SERIE ERUTTIVE E VULCANI ATTIVI DELLA DANCALIA MERIDIONALE.**
Memoria letta alla R. Accademia delle Scienze dell'Istituto di Bologna, nella Sessione del 14 Aprile 1940.
Bologna 1940.

Gortani M. - **IL PRETESO MUTARE DEL VULCANISMO CON L'ERA QUATERNARIA.**
Estratto dal « Giornale di Geologia ». Annali del Museo Geologico di Bologna, Serie 2ª, Vol. XVI, 1942. Bologna 1942.

Gortani M. - **TENTATIVO DI CLASSIFICAZIONE GENETICA DELLE SORGENTI TERMALI ITALIANE.**
Memoria letta alla Accademia delle Scienze dell' Istituto di Bologna, nella Sessione del 14 Marzo 1948. Bologna 1949.

Gortani M. - **DELL'ENTE NAZIONALE IDROCARBURI, DEI SOFFIONI DI LARDERELLO E DEI VAPORI VULCANICI.**
Discorso pronunciato al Senato della Repubblica nella seduta del 14 gennaio 1953. Roma 1953.

Gortani M. - **LA GEOLOGIA DI LEONARDO DA VINCI.**
Estratto dal « Giornale di Geologia », Annali del Museo Geologico di Bologna, Serie 2ª, Vol. XXIII, 1951. Edizione riveduta e accresciuta dello scritto pubblicato in « Scientia », luglio-agosto 1952. Bologna 1953.

Morelli C. - **RILIEVO GEOFISICO DELL'ALTIPIANO DI ASIAGO.**
Estratto da « Annali di Geofisica », Vol. VI, n. 2, 1953, Roma.

Morelli C. - **STATO ATTUALE DELLE CONOSCENZE SULLE STRUTTURE GEOLOGICHE PROFONDE.**
Estratto da « Scientia », Sesta Serie, Anno 47°, Marzo 1953, Asso (Como).

Parascandola A. - **LO STATO ATTUALE DEL VESUVIO (30 Agosto 1950).**
Estratto dal « Bollettino della Società Geologica Italiana », Vol. LXX - 1951.

Parascandola A. - **CONTRIBUTO ALLA MINERALOGIA FLEGREA.**
Ibid. Ibd.

Parascandola A. - **I MINERALI DEL VESUVIO NELLA ERUZIONE DEL MARZO 1944 E QUELLI FORMATI DURANTE L'ATTUALE PERIODO DI RIPOSO.**
Ibid. Ibd.

Parascandola A. - **IL VESUVIO ED IL SUO POPOLO.**
Estratto da « Atti del Congresso di Etnografia » (Napoli, 16-20 Settembre 1952).

Penta F. - **SULLE POSSIBILITÀ OFFERTE DAL TERRITORIO DELLA REPUBBLICA DI EL SALVADOR NELL'AMERICA CENTRALE NEL CAMPO DELLE « FORZE ENDOGENE ».**
Estratto da « Annali di Geofisica », Vol. VI, n. 3, 1953, Roma.

Penta F. - **NUOVE FORZE ENDOGENE DI PREVEDIBILE UTILIZZAZIONE.**
III° Convegno Nazionale degli Ingegneri Italiani, VI° Convegno degli Ingegneri Industriali Italiani. Milano, Politecnico - Novembre 1953. Sezioni Riunite - N. 8. Relazione Ufficiale.

Penta F. - **SULLE RICERCHE PER FORZE ENDOGENE IN ITALIA.**
Estratto da « l'Industria Mineraria », fasc. di Gennaio 1954, Anno V.

Perozzi A. - **SU ALCUNE MANIFESTAZIONI FUMAROLICHE E SOLFATARICHE NEL EL SALVADOR (CENTRO AMERICA).**
Estratto da « Annali di Geofisica », Vol. VI, n. 3, 1953, Roma.

Schairer J. F. - **RESEARCH IN EXPERIMENTAL GEOLOGY AT THE GEOPHYSICAL LABORATORY.**
From « The Capital Chemist », Vol. 3, May, 1953, pp. 130-133. Papers from the Geophysical Laboratory, Carnegie Institution of Washington, N° 1204.

Thorarinsson S. - **GRAENAVATN AND GESTSSTADAVATN.**
Reprinted from « Geografisk Tidsskrift », 52. bd. 1952-1953, Museum of Natural History (Náttúrugripasafnid), Reykjavík 1953.

CATALOGUE OF THE ACTIVE VOLCANOES OF THE WORLD INCLUDING SOLFATARA FIELDS. By Dr. M. Neumann van Padang.

Edited by the International Volcanological Association.

Part I, Indonesia.

21 × 27, XIV-271 pages, 117 figures. Prix $ 5.00.

Part II, Philippine Islands and Cochin China.

21 × 27, X-50 pages et 16 figures. Prix $ 3.60.

L'envoi est fait par nos soins dès réception du paiement par virement à notre « conto corrente N. 582 presso Banco di Napoli, Agenzia N. 4 (Vomero), Napoli, intestato al Segretario Generale dell'Associazione Internazionale di Vulcanologia, prof. Francesco Signore », ou par chèque au Prof. Francesco Signore, Napoli, Via Tasso 199.

SOMMAIRE

GUSTAVO CUMIN - *L'eruzione laterale etnea del novembre 1950 - dicembre 1951* (Con 6 fig. nel testo e 17 tav.) . *pag.* 3

N. H. FISHER - *Report of the sub-committee on vulcanology 1951* (With 9 figures) . . . . » 71

G. A. TAYLOR - *Vulcanological observations Mount Lamington 29th May, 1952* . . . . » 81

FRED M. BULLARD - *Activity of Stromboli in June and December, 1952* (With 3 figs.) . . . . » 91

S. TOSSON - *The Rennebaum Volcano in Egypt* (With 10 figs.) » 99

A. RITTMANN - *Remarks on the eruptive mechanism of the Tertiary Volcanoes of Egypt* . . . . . . » 109

GORDON A. MACDONALD - *Activity of Hawaiian volcanoes during the years 1940 - 1950* (With 6 text-figures and 27 plates) . . . . » 119

Ouvrages d'intérêt volcanologique . . . . » 181

Hart House

2